



**You have downloaded a document from  
RE-BUŚ  
repository of the University of Silesia in Katowice**

**Title:** Zróżnicowanie petrograficzne tonsteinów Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

**Author:** Włodzimierz Łapot

**Citation style:** Łapot Włodzimierz. (1992). Zróżnicowanie petrograficzne tonsteinów Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Katowice : Uniwersytet Śląski



Uznanie autorstwa - Użycie niekomercyjne - Bez utworów zależnych Polska - Licencja ta zezwala na rozpowszechnianie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie w celach niekomercyjnych oraz pod warunkiem zachowania go w oryginalnej postaci (nie tworzenia utworów zależnych).



UNIWERSYTET ŚLĄSKI  
W KATOWICACH



Biblioteka  
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki  
i Szkolnictwa Wyższego

**Włodzimierz Łapot**

**Zróżnicowanie petrograficzne  
tonsteinów  
Górnośląskiego Zagłębia Węglowego**

**Uniwersytet Śląski**



**Katowice 1992**



**Zróżnicowanie petrograficzne  
tonsteinów  
Górnośląskiego Zagłębia Węglowego**

**Prace Naukowe  
Uniwersytetu Śląskiego  
w Katowicach  
nr 1326**

**Włodzimierz Łapot**

**Zróźnicowanie petrograficzne  
tonsteinów  
Górnośląskiego Zagłębia Węglowego**

**Uniwersytet Śląski**



**Katowice 1992**

Redaktor serii: Nauki o Ziemi  
Andrzej T. Jankowski

Recenzenci  
Wiesław Gabzdyl, Wiesław Heflik

N-286



Czyt. Og.

N 286/1326

## Spis treści

1. Wstęp . . . . .	7
2. Skaly tufogeniczne Górnolaskiego Zagłębia Węglowego . . . . .	9
3. Definicja tonsteina . . . . .	11
4. Przegląd ważniejszych klasyfikacji tonsteinów . . . . .	14
5. Tonsteiny w Górnolaskim Zagłębiu Węglowym (silezie) . . . . .	19
5.1. Seria paraliczna . . . . .	21
5.2. Seria limniczna . . . . .	27
6. Budowa makroskopowa horyzontów tonsteinowych . . . . .	31
7. Składniki mikroskopowe tonsteinów Górnolaskiego Zagłębia Węglowego . . . . .	37
7.1. Rezystaty . . . . .	44
7.1.1. Kwarce . . . . .	47
7.1.2. Biotyt . . . . .	53
7.1.3. Sanidyn . . . . .	56
7.1.4. Mineraly ciężkie . . . . .	59
7.1.5. Szklivo wulkaniczne . . . . .	60
7.1.6. Fragmenty wulkanitów . . . . .	65
7.2. Mineraly ilaste . . . . .	66
7.2.1. Kaolinit . . . . .	67
7.2.2. Inne mineraly . . . . .	79
7.3. Mineraly węglanowe . . . . .	85
7.4. Mineraly fosforanowe . . . . .	86
7.5. Substancja węglowa . . . . .	87
7.6. Inne mineraly . . . . .	88
8. Skład chemiczny tonsteinów Górnolaskiego Zagłębia Węglowego . . . . .	90
9. Pierwiastki śladowe w tonsteinach Górnolaskiego Zagłębia Węglowego . . . . .	96
10. Podsumowanie i wnioski . . . . .	99
11. Literatura . . . . .	102
Summary . . . . .	109
Zusammenfassung . . . . .	110





# 1. Wstęp

Występowanie skał tufogenicznych, do których zalicza się tonsteiny, jest znane z niemal wszystkich formacji geologicznych Ziemi. Do szczególnie zasobnych należą formacje węglonośne (Burger, 1982). Pierwsze wiadomości o skałach tufogenicznych w formacjach węglonośnych pojawiły się już w drugiej połowie ubiegłego stulecia (Bischof, 1863; Termier, 1888). W tym też czasie dostrzeżono ich wielką przydatność, jako doskonałych markerów petrograficznych, w rozwiązywaniu różnych problemów stratygraficznych i tektonicznych, a zwłaszcza w korelacji litostratygraficznej (Schmitz-Dumont, 1894).

Skały tufogeniczne występują w zagłębiach węglowych różnego wieku i na różnych kontynentach (Bouroz, 1972; Brousse, 1975; Bohor, 1976; Dopita, Králik, 1977; Burger, 1982). Znane są z wszystkich węglotwórczych okresów stratygraficznych. Stwierdzone są w formacjach węglonośnych Europy (Francis, 1969; Burger, 1979; 1982; Bourou i in., 1983), Afryki (Hoehne, 1964), Azji (Bouroz, 1962; 1965; Burger, 1982), Ameryki (Bohor i in., 1979; Huff, Türkmenoglu, 1981; Burger, 1982) i Australii (Kirsch, 1966). Również w polskich zagłębiach węglowych są stwierdzanym składnikiem litologicznym w: Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (Gawroński, 1923; Bolewski, 1937; Hartung, 1943; Budkiewicz, 1948; Dopita, Králik, 1977; Ryska, Gabzdyl, 1986; Gabzdyl, 1990), Dolnośląskim Zagłębiu Węglowym (Ebeling, 1913; Hartung, 1943; Lipiarski, 1974; Nemec, 1981), Lubelskim Zagłębiu Węglowym (Heflik i in., 1972; Dembowski, Porzycki, 1988). Występują także w złożach węgla brunatnego (Kasza i in., 1982; August i in., 1985).

Skały tufogeniczne tworzą w formacjach węglonośnych cienkie wkładki, przeważnie o miąższości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów i o znacznym rozprzestrzenieniu lateralnym, przekraczającym niekiedy kilka tysięcy kilometrów kwadratowych. Bywa, że zasięgi niektórych szczególnie rozległych horyzontów skał tufogenicznych są tak wielkie, iż można je łatwo

korelować ze sobą w wielu sąsiadujących basenach węglonośnych (Bouroz, 1972; Burger, 1982).

Skały tufogeniczne występują zarówno w złożach platformowych, jak i geosynklynalno-fałdowych, w zagłębiach limnicznych i paralicznych, tworząc wkładki w pokładach węgla, lecz równie często występując pośród skał płonnych przedzielających pokłady węgla (Dopita, Králik, 1977; Kanaris-Sotiriou, 1979; Burger, 1982; Bourou i in., 1983; Ryszka, Gabzdyl, 1986; Pawlikowski i in., 1988). Towarzyszą pokładom węgla różnego typu: autochtonicznym i allochtonicznym, o niskim stopniu uwęglenia (węgle brunatne) i o wysokim stopniu uwęglenia, w złożach małych i dużych (Bouroz i in., 1983; Burger, 1982; Dopita, Králik, 1977; August i in., 1985).

Jedną z bardziej wyrazistych cech skał tufogenicznych formacji węglonośnych jest zróżnicowanie ich struktury i tekstury, składu mineralnego i składu chemicznego rejestrowane zarówno w skali makroskopowej, jak i mikroskopowej, widoczne w ujęciu lateralnym i wertykalnym. Określenie przyczyn owego zróżnicowania stanowiło jeden z głównych celów wykonanych badań.

Materiał do badań zgromadzono częściowo przy okazji wykonywania innych zadań badawczych w karbonie górnośląskim, a zwłaszcza w związku z badaniem *Geochemicznych przemian odpadów górnokarbońskich w aspekcie ich rekultywacji i zagospodarowania* (Kozłowski i in., 1977—1981), *Określenia składu chemicznego i mineralogicznego skał przywęglowych karbonu górnośląskiego* (Kozłowski i in., 1982—1983) oraz *Badań petrograficznych rdzeni wiertniczych karbonu produktywnego pochodzących z kopalń węgla kamiennego na terenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego* (Jachowicz i in., 1987; Łopot, Janeczek, 1987; Łopot, 1987; Kozłowski, Łopot, 1987; Jachowicz i in., 1988; Łopot, Janeczek, 1988; Łopot, 1989).

Na podstawie badań makroskopowych, mikroskopowych i chemicznych, wspomaganych metodami instrumentalnymi (termiczną analizą różnicową, rentgenowską analizą fazową i spektroskopią w podczerwieni) postawiono tezę, że zróżnicowanie petrograficzne skał tufogenicznych górnośląskiej formacji węglonośnej zostało uwarunkowane:

- lokalnie kształtującymi się fizykochemicznymi warunkami sedymentacji i diagenetyzacji materiałów piroklastycznych w środowisku węglotwórczym;
- rodzajem, wielkością i składem mineralnym ziarn materiałów piroklastycznych deponowanych w środowisku węglotwórczym.

W rezultacie różnice składu mineralnego i budowy materiału piroklastycznego w połączeniu z zróżnicowaniem warunków fizykochemicznych panujących lokalnie w środowisku depozycji i diagenetyzacji doprowadziły do powstania wielu różniących się istotnie między sobą składem mineralnym i budową skał tufogenicznych.

## 2. Skały tufogeniczne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Charakteryzując skały tufogeniczne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, używano dotychczas takich określeń jak:

- tuf, tufit, tufitoid, osad tufonośny (Ryszka, Cebulak, 1964; Nurkiewicz, Skupień, 1975; Heflik, Stenzel-Kolasa, 1969; Kuhl, 1954; Kuhl, Kapuściński, 1969),
- tonstein (tonsztajn), węglowy tonstein (Budkiewicz, Wajszel, 1963; Środoń, 1972; Ryszka, Gabzdyl, 1986; Gabzdyl, 1990),
- bentonit, il bentonitowy, K-bentonit, il montmorillonitowy (Bolewski, Michałek, 1962; Bolewski i in., 1969; 1970; Parachoniak, Środoń, 1972),
- il krystaliczny, łupek krystaliczny, il laterytowy, łupek ogniotrwały, kaolinitowy ilowiec węglowy, il ogniotrwały (Budkiewicz, 1948; 1954; Kuhl, Winnicki, 1956; Budkiewicz, Heflik, 1970; Kuhl, 1972; Gabzdyl, 1990),
- wetzstein, oselkowiec, łupek oselkowy, łupek szlifierski (Nurkiewicz, Skupień, 1975; Bolewski, Parachoniak, 1982; Kuhl, 1974).

Duża różnorodność nazw stosowanych w opisie skał tufogenicznych górnośląskiej formacji węglonośnej nie oznacza jednak równie dużej rzeczywistej różnorodności tych skał. Wiele z przytoczonych tu nazw można uznać za synonimy lub za wyrazy bliskoznaczne. Biorąc za kryterium skład mineralny i stopień przemiany materiału piroklastycznego, da się je uporządkować następująco:

### a. Grupa nazw skał tufogenicznych umiarkowanie zmienionych

- Tuf, tufit, tufitoid, osad tufonośny, czyli skały o dobrze zachowanych i czytelnych makroskopowo lub mikroskopowo cechach skały piroklastycznej lub piroklastyczno-epiklastycznej i niewiele zmienionym pierwotnym składzie mineralnym.

## b. Grupa nazw skał tufogenicznych głęboko zmienionych

- Tonstein, węglowy tonstein, ił krystaliczny, łupek krystaliczny, ił laterytowy, kaolinitowy ilowiec węglowy, łupek ogniotrwały, ił ogniotrwały, czyli skały o silnie przekształconym składzie mineralnym, obecnie głównie kaolinitowe, często z mocno zatartymi cechami skały piroklastycznej;
- K-bentonit, czyli skała o różnym stopniu przemiany pierwotnego materiału, złożona głównie z minerałów o strukturze mieszanopakietowej, zasobna w illit, z zatartymi cechami skały piroklastycznej lub piroklastyczno-epiklastycznej, wykazująca pośredni charakter w stosunku do typowych tonsteinów i typowych bentonitów;
- bentonit, ił bentonitowy, ił montmorillonitowy, czyli skały o silnie przekształconym pierwotnym składzie mineralnym, obecnie głównie montmorillonitowe, często z bardzo mocno zatartymi cechami skały piroklastycznej lub piroklastyczno-epiklastycznej.

## c. Grupa nazw skał tufogenicznych specyficznych

- Wetzstein, oselkowiec, łupek oselkowy, łupek szlifierski, czyli skały drobno-okruchowe, złożone z bardzo dobrze wysortowanego, ostrokrawędzistego pirokwarcu o wielkości ziarn poniżej 0,01 mm.

Z zestawienia tego wynika, że tonsteiny stanowią tylko jeden z wielu możliwych wariantów rodzaju materiału wyjściowego i przemian, jakim podlegały materiały piroklastyczne zdeponowane w środowisku węglotwórczym.

Tonsteiny i inne silnie zmienione skały tufogeniczne są zaliczane w systematykach do skał ilastych (Füchtbauer, Müller, 1970; Lorenc, 1978; Bolewski, Parachoniak, 1982). Pirogeniczność tworzącego je pierwotnie materiału oraz charakter późniejszych przemian w środowisku depozycji i diagenety skłaniają jednak do wyłączenia ich ze skał ilastych i wyodrębnienia jako podgrupę skał piroklastycznych.

### 3. Definicja tonsteinu

Termin *tonstein* był jednym z najstarszych zastosowanych do opisu i charakterystyki niektórych, wyróżniających się brakiem plastyczności i jasną, kremowobiaławą barwą, kaolinitowych wkładek napotykanymi w niektórych pokładach węgla. Bardzo długo wielu badaczy było przeświadczonych, że skały te są zbudowane prawie wyłącznie z kaolinitu, co znajdowało dobre potwierdzenie w basenach paralicznych westfalu NW Europy. Jednak badania prowadzone w basenach limnicznych stefanu SW Europy wykazały jednoznacznie, że podobne skały, nazwane tam *gores*, nie muszą być konieczne zbudowane z kaolinitu. Poczynione obserwacje legły u podstaw przesądzenia wielu badaczy o tufogenicznym charakterze tych skał, który początkowo nie budził najmniejszych wątpliwości (Termier, 1888; Schmitz-Dumont, 1894; Stutzer, 1931; Stach, 1950). Dopiero w połowie naszego stulecia pojawiło się wiele prac naukowych kwestionujących tufogeniczny charakter tonsteinów (Burger, 1956; 1962; 1964; Hoehne, 1951; 1954; 1956; 1957; Stadler, 1962; Bolewski, 1937; Bolewski i in., 1969; 1970). Starano się dowieść, że skały te powstały bez wyraźniejszego związku z opadem materiałów piroklastycznych. Sądzone, że mogły być produktem następujących procesów:

- krystalizacji z roztworów bogatych w  $\text{SiO}_2$  i  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , pochodzących z wietrzenia osadów terygeniczych (Burger, 1956; 1964; Hoehne, 1951; 1957; Stadler, 1962),
- niskotemperaturowej, hydrotermalnej syntezy popiołów roślinnych będących skutkiem pożarów torfowisk i lasów (Pietzner, Werner, 1964),
- reakcji ługowania osadów fitogenicznych (Burger, 1982),
- reakcji chemicznych zachodzących w warunkach ekstremalnych zmian klimatycznych (Burger, 1982),
- rozkładu sedymentujących w wodzie detrytycznych mik i innych materiałów terygenicznych (Bolewski i in., 1969; Burger, 1982).

Z okresem tym wiąże się także gwałtowny wzrost liczby nowych znalezisk tonsteinów w wielu formacjach węglonośnych Ziemi. Sądzone nawet, że

tworzenie się tonsteinów jest jedną z szczególnych właściwości formacji węglonośnych.

W następnych latach, wraz z rozwojem metod badawczych, powrócono do teorii tufowej powstawania tonsteinów i skał pokrewnych (Kirsch, Hallbauer, 1960; Williamson, 1961; Králik, 1961; 1963; Stöffler, 1963; Mašek, 1963; Price, Duff, 1969).

Konsekwencją zmieniających się koncepcji naukowych była wielość terminów określających kolejne, lawinowo narastające znaleziska różniących się pomiędzy sobą tonsteinów i innych skał tufogenicznych, napotykanych podczas eksploatacji węgla oraz w licznych otworach wiertniczych (Budkiewicz, 1948; Bouroz, 1962; Burger, 1956; Kirsch, 1966; Francis, 1969; Bolewski, Parachoniak, 1982; Pawlikowski i in., 1988).

Obecnie, po latach badań i gromadzenia obserwacji z kolejnych węglonośnych formacji Ziemi stało się oczywiste, że termin *tonstein* musi być pojmowany i definiowany dostatecznie szeroko i na tyle ogólnie, by mógł objąć rozległą grupę skał tufogenicznych różniących się niekiedy znacznie makro- i mikrostrukturalnie oraz teksturalnie, a także składem mineralnym i chemicznym.

Podejście takie prezentuje definicja tonsteinu (łupka ogniotrwałego) zawarta w *Słowniku petrograficznym* W. Ryki i A. Maliszewskiej (1991), określająca tym mianem skały ilaste, glinopodobne, występujące wśród pokładów węgla, rzadziej wśród skał płonnych formacji węglonośnych, będące skałami zwięzłymi, twardymi, nieplastycznymi, przeważnie nie rozmakającymi w wodzie, złożonymi głównie z kaolinitu, któremu mogą towarzyszyć inne składniki mineralne oraz substancja pochodzenia roślinnego, wyróżniające się wysoką temperaturą spiekania. Skały te tworzą warstwy o małej miąższości i dużym rozprzestrzenieniu, pozwalającym na wykorzystanie ich jako poziomy przewodnie. Są to skały powiązane genetycznie z kaolinityzacją materiałów piroklastycznych.

Definicję tę można jeszcze bardziej uogólnić, określając mianem tonsteinów tę część skał tufogenicznych, która w warunkach fizykochemicznych szeroko pojmowanego środowiska węglotwórczego uległa przemianom fazowym oraz przekształceniom strukturalno-teksturalnym prowadzącym ostatecznie do wytworzenia się rezydualnej skały kaolinitowej, przy czym proces ten mógł być zahamowany w jednej z możliwych faz rozwoju poprzedzających osiągnięcie ostatecznego stadium.

W proponowanej definicji tonsteinu nie mieszczą się spotykane w formacjach węglonośnych wkładki powstałe przez silną kaolinityzację nagromadzeń materiału epiklastycznego (np. detrytycznych mik) w warunkach fizykochemicznych środowiska węglotwórczego. Skały te w odróżnieniu od tonsteinów nie tworzą izochronicznych horyzontów. Różni je także struktura, tekstura, skład mineralny i chemiczny, szczególnie zaś zawartość niektórych pierwiastków śladowych (np. uranu czy toru).

W grupie silnie zmienionych skał tufogenicznych tonsteiny można przeciwstawić bentonitom powstającym w wyraźnie odmiennych warunkach. Procesy kaolinityzacji wiążą się głównie ze zjawiskami przemian fazowych składników w środowiskach kwaśnych, natomiast procesy bentonityzacji zachodzą w środowiskach zasadowych (Bolewski i in., 1970; Środoń, 1972; Dopita, Králik, 1977; Bouroz i in., 1983; Pawlikowski i in., 1988). Całkowicie zmienia się także Eh środowiska, które jest ujemne podczas kaolinityzacji, a dodatnie podczas bentonityzacji (Dapples, 1967).

Warunki sprzyjające kaolinityzacji są ważnym atrybutem środowiska węglotwórczego, dlatego niekiedy używa się terminu *węglowy tonstein* (Dopita, Králik, 1977). Jednak tonsteiny mogą się wytworzyć także w innych środowiskach sedymentacji i diagenety. Świadczą o tym znaleziska tonsteinów w innych formacjach osadowych, na przykład „red beds” (Heim, 1970; Skoček, 1964; 1973).

Używane jeszcze tu i ówdzie takie terminy jak: *ił krystaliczny*, *łupek krystaliczny*, *ił laterytowy*, *ił kaolinitowy*, *kaolinitowy iłowiec węglowy*, wykorzystywane do opisu skał typu tonsteinów, mają dziś charakter archaiczny i nie powinny być stosowane w geologii, a zwłaszcza w petrologii, gdyż nie nawiązują do klasyfikacji międzynarodowych i nie ujawniają szczególnego, tufogenicznego charakteru tonsteinów. Wydaje się, że termin *tonstein* odbył podobną ewolucję jak takie terminy petrologiczne: *bentonit*, *skarn*, *trawertyn* i stał się obecnie terminem o walorze międzynarodowym. Jest on, pomimo pewnych zastrzeżeń niektórych badaczy skał tufogenicznych (np. Bouroz i in., 1983), najbardziej odpowiedni do opisu cienkich wkładek skał tufogenicznych, w różnym stopniu skaolinityzowanych, występujących głównie w formacjach węglonośnych, gdyż jest powszechnie akceptowany, zrozumiały i stosowany.

Dopuszczalne jest także używanie w ograniczonym zakresie terminu *łupek ogniotrwały* jako synonimu terminu *tonstein*. Nazwa ta jednak powinna być wykorzystywana głównie w badaniach inżynierskich, mających na celu określenie własności technologicznych surowca i udokumentowanie złóż skał typu tonsteinów.



## 4. Przegląd ważniejszych klasyfikacji tonsteinów

Długotrwałe studia petrologiczne doprowadziły do wypracowania wielu często konkurencyjnych klasyfikacji tonsteinów.

Jedne z pierwszych, a jednocześnie jedne z najważniejszych były to klasyfikacje P. Guthörla (1949) i A. Schüllera (1951). Dzisiaj mają one już tylko znaczenie historyczne. Zostały zastąpione innymi, lecz klasyfikacja A. Schüllera (1951), zmodyfikowana i unowocześniona (Schüller, Hoehne, 1956) ma jeszcze obecnie zwolenników i jest cytowana w podręcznikach oraz skryptach akademickich petrologii skał osadowych (np. Füchtbauer, Müller, 1970; Lorenc, 1978). Wypracowana na podstawie obserwacji zebranych głównie w Zagłębiu Ruhry i Saary była przez lata powszechnie akceptowana i stosowana przez geologów niemieckich oraz licznych badaczy z innych krajów. Była też inspiracją dla wypracowania nowych, doskonalszych klasyfikacji, tworzonych w następstwie wzrostu wiedzy o tych skałach i zmieniających się koncepcji naukowych. Świadczą o tym, żeby wymienić tylko dla przykładu, takie klasyfikacje jak: M. Dopity, J. Králíka (1977), Z. Treli (1978), K. Burgera (1982) czy M. Pawlikowskiego i in. (1988).

Klasyfikacja A. Schüllera (Schüller, Hoehne, 1956) przyjmuje za podstawę sedymentacyjną genezę tonsteinów. Główną jej zaletą jest oparcie się na cechach budowy klasyfikowanych skał i charakter deskrypcyjny. Ostatecznie przybrała ona następującą postać (Schüller, Hoehne, 1956):

### A. Tonsteiny ziarniste:

1. Krystaliczne (z licznymi kryształami kaolinitu, agregatami kaolinitu i sporadycznie leverrierytu),
2. Krupowe (z ziarnami kaolinitu słabo skryształizowanego, mikroskopowo nieomal izotropowego).
3. Pseudomorfozowe (z licznymi pseudomorfozami kaolinitu po biotycie i skaleniach).

### B. Tonsteiny zbite:

- złożone głównie z nieomal izotropowej masy kaolinitowej, illitowej i bardzo rzadko montmorillonitowej.

### C. Tonsteiny niejednorodne:

— złożone głównie z nagromadzeń drobnych blaszek i łuseczek mik i chlorytów.

W późniejszym czasie, w następstwie renesansu *taufowej teorii* tworzenia się tonsteinów, ukazało się kilka innych propozycji klasyfikacji tonsteinów, przyjmujących za podstawę tufogeniczny charakter tworzącego je pierwotnie materiału (np. Bouroz, 1962; Mašek, 1963; Dopita, Králik, 1969). Klasyfikacje te nie znalazły jednak większego uznania ze względu na słabe jeszcze ugruntowanie koncepcji „tufowej teorii” tworzenia się tonsteinów i niedoskonałe, trudne w praktycznym użyciu kryteria klasyfikacyjne, zwłaszcza w odniesieniu do głęboko skaolinityzowanych, najbardziej rozpowszechnionych w basenach paralicznych północno-zachodniej Europy odmian tonsteinów.

Dopiero klasyfikacja A. Bouroz (1972; 1983) mogła konkurować z klasyfikacją A. Schüllera (Schüller, Hoehne, 1956). Zgodnie z klasyfikacją A. Bouroz (1972; 1983), skały będące markerami petrograficznymi w formacjach węglonośnych można sklasyfikować następująco:

#### A. Markery o genezie detrytycznej

Utworzone wskutek kaolinityzacji detrytycznego illitu, muskowitu i biotytu w środowisku węglotwórczym, porównywalne z fire-clays (glinka ogniotrwała), skały te można paralelizować z tonsteinami niejednorodnymi A. Schüllera (Schüller, Hoehne, 1956).

#### B. Markery o genezie tufowej (cineryty)

Typ I — cineryt złożony pierwotnie z drobnych strzępów szkliwa wulkanicznego ( $\varnothing$  do 2,0 mm), następnie skaolinityzowanego w sposób odpowiadający teksturalnie tonsteinom krystalicznym A. Schüllera (1956), rzadziej tonsteinom zbitym.

Typ II — cineryt złożony z różnych ilości pirokwarcu, skaleni, biotytu, szkliwa wulkanicznego, fragmentów felsytowego ciasta skalnego wulkanitów, znajdujących się w różnych fazach kaolinityzacji lub bentonityzacji; skały te odpowiadają teksturalnie tonsteinom pseudomorfozowym A. Schüllera (1956).

Typ III — cineryt złożony z popiołu wulkanicznego i angularnych, szklistych lapilli zawierających także nieco najdrobniejszych frakcji pirokwarcu, biotytu i skaleni; składniki te wykazują wysoki stopień kaolinityzacji; skały tego rodzaju odpowiadają teksturalnie niektórym tonsteinom krystalicznym A. Schüllera (1956).

Typ IV — cineryt wyróżniający się przewagą w różnym stopniu skaolinityzowanych blaszek biotytu nad pozostałymi składnikami piroklastycznymi skały; skały tego rodzaju można porównywać z niektórymi tonsteinami pseudomorfozowymi A. Schüllera (1956).

Typ V — cineryt złożony z bardzo drobnych, nodularnych, szklistych lapilli, niekiedy silnie soczewkowato spłaszczonych; skały tego rodzaju odpowiadają teksturalnie tonsteinom krupowym A. Schüllera (1956).

Klasyfikacja A. Bouroz (1972; 1983) ma charakter genetyczny i jest szczególnie przydatna w charakterystyce skał tufogenicznych zmienionych w mniejszym stopniu.

Jedną z ważniejszych prób przewyższenia trudności w stosowaniu opisowej klasyfikacji A. Schüllera (Schüller, Hoehne, 1956), powstałych wskutek szczegółowych badań składu mineralnego, chemicznego oraz formy występowania minerałów w powiązaniu z strukturą i teksturą tonsteinów — jest klasyfikacja K. Burgera (1982). Zgodnie z tą koncepcją tonsteiny można podzielić na trzy grupy:

A. I/M tonsteiny, których dominującym składnikiem ilastym są struktury mieszanopakietowe illit/montmorillonit.

B. Kaolinitowe tonsteiny, których dominującym składnikiem ilastym jest kaolinit.

C. Illitowe (leverrierytowe) tonsteiny, których ważnym składnikiem ilastym jest illit lub leverrieryt i chloryt.

Wyróżnione powyżej grupy tonsteinów mogą tworzyć samodzielne, wyodrębnione horyzonty (A, B, C) bądź też występować w obrębie jednego horyzontu jako wielkie facjalne odmiany, przy czym tonsteiny illitowe (leverrierytowe) miałyby być produktem późnodiagenetycznych (kategenetycznych) procesów przeobrażeń, zarówno kaolinitowych, jak i mieszanopakietowych tonsteinów.

Dalsze różnicowanie tonsteinów w poszczególnych grupach opiera się na wyróżnieniu typów tonsteinów według zasad opisowej klasyfikacji A. Schüllera (Schüller, Hoehne, 1956), a także K. Burgera, F.J. Eckhardta i G. Stadlera (1962). Wspomniane typy tonsteinów to:

1. Zbite (skrytokrystaliczne) tonsteiny z masą podstawową illitowo-montmorillonitową.

2. Zbite (skrytokrystaliczne) tonsteiny z kaolinitową, a także sporadycznie montmorillonitowo-illitową masą podstawową oraz nielicznymi większymi kryształami kaolinitu.

3. Tonsteiny krupowe z przewagą optycznie izotropowych albo skrytokrystalicznych krup kaolinitowych.

4. Tonsteiny krystaliczne z przewagą tablicowych, słupowych i robakowatych kryształów kaolinitu.

5. Tonsteiny krystaliczne powstałe wskutek kaolinityzacji mik (głównie biotyту).

6. Tonsteiny przejściowe albo pseudomorfozowe ze współudziałem mniej lub bardziej skaolinityzowanych mik (muskowitu, biotyту), a także skaleni.

Wśród I/M tonsteinów K. Burger (1982) wyodrębnił:

- tonsteiny zbite (skrytokrystaliczne),
- tonsteiny przejściowe (pseudomorfozowe).

Wśród kaolinitowych tonsteinów K. Burger (1982) wyróżnił:

- tonsteiny zbite (skrytokrystaliczne),
- tonsteiny krystaliczne (pobiotytowe i neokrystaliczne),

- tonsteiny krupowe,
- tonsteiny przejściowe (pseudomorfozowe), (po łyszczykach).

Mimo zwycięstwa *teorii tufowej* i jej gremialnej akceptacji klasyfikacja A. Schüllera (Schüller, Hoehne, 1956) z różnymi modyfikacjami jest nadal stosowana. Wynika to zapewne z uniwersalnego, dogodnego w badaniach mikroskopowych, charakteru zastosowanych opisowych kryteriów klasyfikacyjnych. Jednak z genetycznego punktu widzenia, w świetle „teorii tufowej”, istotną wadą klasyfikacji A. Schüllera, obok przyjęcia za podstawę sedymentacyjnej genezy tonsteinów, jest wydzielenie grupy tzw. tonsteinów pseudomorfozowych i implikowanego tym mechanizmu tworzenia się kaolinitu. Zagadnienie to zostało przekonująco wyjaśnione przez A. Bouroz i in. (1983). Wydaje się, że „tonsteiny pseudomorfozowe” powinny być w klasyfikacjach opisowych zastąpione neutralnymi genetycznie terminami, jak na przykład „tonsteiny przejściowe” czy „tonsteiny złożone”. Klasyfikacje opisowe są szczególnie dogodne w tych formacjach węglonośnych, które zawierają obok umiarkowanie skaolinityzowanych także bardzo silnie skaolinityzowane wkładki skał tufogenicznych. Z taką sytuacją mamy również do czynienia w Górnos Śląskim Zagłębiu Węglowym. Na ogół umiarkowany stopień przemiany wkładek materiału piroklastycznego jest charakterystyczny dla serii paralicznej, podczas gdy wyraźnie dalej zaawansowane i pełniejsze przemiany tego materiału wystąpiły w serii limnicznej (M. Dopita, J. Králik, 1977; W. Gabzdyl, 1990). W świetle badań mineralogiczno-petrograficznych stopień kaolinityzacji materiału piroklastycznego wydaje się jednym z ważniejszych kryteriów klasyfikacyjnych tonsteinów (Burger, 1982). Uwzględniając powyższe uwagi, autor zdecydował się dostosować klasyfikację A. Schüllera (1951) — A. Schüller, K. Hoehne (1956) na potrzeby Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego, korzystając także z rezultatów osiągniętych przez K. Burgera (1982) i A. Bouroz (1972) oraz A. Bouroz i in. (1983). Zrezygnowano z użycia terminu *tonsteiny pseudomorfozowe* i zastosowano w to miejsce neutralny genetycznie termin *tonsteiny złożone*. Konieczne było również nadanie nowego znaczenia niektórym terminom dotychczas stosowanym we wspomnianych już klasyfikacjach. W rezultacie zmodyfikowana przez autora klasyfikacja A. Schüllera (Schüller, Hoehne, 1956) w zastosowaniu do tonsteinów Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego przybrała następującą postać:

I. Tonsteiny ziarniste — silnie zmienione, głównie z kaolinitowym tłem, skały tufogeniczne, przypominające makroskopowym wyglądem skały drobno- lub średniookruchowe, rzadziej grubookruchowe.

I.1. Silnie skaolinityzowane — krystaliczne i krupowe.

I.1.1. Krystaliczne — skała jest utworzona głównie z robakowatych, tablicowych i kostkowych kryształów i agregatów kaolinitu, osiągających sporadycznie nawet kilka milimetrów długości; udział rezystatów w skale nie przekracza 10% obj.

I.1.2. Krupowe — skała jest utworzona głównie przez ziarniste, niemal izotropowe skupiska skrytokrystalicznego kaolinitu, których wielkość mieści się w obrębie frakcji pyłowo-piaszczystych; kaolinitowe krupy są przeważnie nieco soczewkowato spłaszczone i mają ciekłą otulinę węglową; udział rezystatów może wynosić więcej niż 10% obj. skały.

I.2. Umiarkowanie skałinityzowane, złożone: skała jest utworzona przez mieszaninę rezystatów oraz różnych agregatów i skupisk kaolinitu; udział rezystatów dość duży, kilkudziesięcioprocentowy; rezystaty w różnych fazach przemian — od dość świeżo mikroskopowo wyglądających do niemal całkowicie przeobrażonych (kaolinit, illit, montmorillonit, leverrierit, illit/montmorillonit, chloryt); substancja węglowa występuje w postaci drobnodyspersyjnego pigmentu i strzępków, rzadziej pasemek.

I.2.1. Biotytowe — jako główny składnik skały występuje biotyt w różnych stadiach przemian.

I.2.2. Wieloskładnikowe — pirokwarc, sanidyn, biotyt, szkliwo wulkaniczne, fragmenty ciasta skalnego wulkanitów, cyrkon, apatyt to główne składniki mineralne skały, przy czym brak jest wyraźniejszej przewagi ilościowej jednego z nich; niektóre z nich (np. sanidyn, biotyt, szkliwo wulkaniczne) mogą być w różnych stadiach przemiany.

I.2.3. Szkliste — jako główny składnik skały występują globularne i strzępiaste postaci szkliwa wulkanicznego.

II. Tonsteiny zlewne (zbite) — silnie zmienione, głównie kaolinitowe skały tufogeniczne, przypominające makroskopowo skały ilaste; charakteryzuje je zwykle bardzo wysoki stopień kaolinityzacji, widoczne makro- i mikroskopowo struktury i tekstury żelowo-nodularne lub żelowo-słojowe, częsta laminacja zaburzona, struktury deformacyjne, spływowce; ograniczony udział drobnych rezystatów; mała zawartość substancji węglowej, zwykle w postaci drobnodyspersyjnego pigmentu.

W formacjach węglonośnych zawierających wkładki skał tufogenicznych o mniejszym stopniu przemiany powinna być natomiast stosowana klasyfikacja A. Bouroz (1972) oraz A. Bouroz i in. (1983), nawiązująca bezpośrednio do pierwotnego składu materiału piroklastycznego tworzącego wkładkę tufogeniczną w pokładzie węgla. Umożliwia to bezpośrednią, genetyczną klasyfikację takiej skały tufogenicznej, która powinna być nazywana tufem lub cinerytem.

## 5. Tonsteiny w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (silezie)

Najstarsze znaleziska tonsteinów w silezie są związane z poszukiwaniem surowców ogniotrwałych (Petrascheck, 1913; Gawroński, 1923). Początkowo znajdowano je głównie w utworach westfalu (Bolewski, 1937; Hartung, 1943; Bederke, 1943; Budkiewicz, 1948; Kuhl, 1957). Pierwsze informacje o występowaniu tonsteinów w utworach namuru pochodziły z czechosłowackiej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Patteisky, 1928; Petrascheck, 1942). W końcu lat pięćdziesiątych znano już na terenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego osiem horyzontów tonsteinowych, występujących w utworach namuru i westfalu (Kuhl, 1960).

Ostatnie trzydziestolecie to okres wielkiego postępu w znajomości utworów tufogenicznych silezu. W czechosłowackiej części karbonu górnośląskiego zbadano dwadzieścia horyzontów tonsteinów oraz dwadzieścia dwa inne horyzonty skał tufogenicznych, występujące w skałach płonnych otaczających pokłady węglowe i reprezentujące szerokie spektrum skał tufogenicznych, zbliżonych wykształceniem do wetzsteinów (osełkowców) i K-bentonitów (Dopita, Králik, 1977). Również w polskiej części górnośląskiej formacji węglonośnej nastąpił znaczący postęp w badaniach skał tufogenicznych. Jednym z najważniejszych odkryć tego okresu było stwierdzenie grubego horyzontu skał bentonitowych w warstwach porębskich (Stopa, 1962; Bolewski i in., 1963; 1969; 1970; Manecki, Skowroński, 1970; Ryszka, Zieliński, 1966; Ryszka, 1970; Środoń, 1972). Także w badaniach innych skał tufogenicznych zanotowano znaczący postęp. Świadczy o tym liczący blisko sto pozycji publikowany dorobek naukowy (zestawienie literatury w: Ryszka, Gabzdyl, 1986 i Gabzdyl, 1990). Obecny stan rozpoznania, występowania, genezy i budowy horyzontów tonsteinowych i innych skał tufogenicznych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego przedstawili ostatnio J. Ryszka i W. Gabzdyl (1986). W tej pracy podkreślono wartość skał tufogenicznych jako wskaźników czasu i niebiogenicznych poziomów

korelacyjnych. Wskazano na konieczność prowadzenia systematycznych obserwacji i badań tych skał w codziennej praktyce geologiczno-górnictwej. Stanem rozpoznania petrograficznego tonsteinów Górnośląskiego Zagłębia Węglowego zajmował się także ostatnio W. Gabzdyl (1990). W artykule przedstawiono charakterystykę struktury, składu chemicznego i mineralnego oraz niektórych właściwości technologicznych tonsteinów z warstw łaziskich, orzeskich, załęskich, porębskich, jakłowieckich i gruszowskich.

Obecnie w polskiej części karbonu górnośląskiego jest znanych kilkadziesiąt horyzontów tonsteinowych o bardzo różnym wykształceniu i znaczeniu korelacyjnym. Zostały one stwierdzone nieomal we wszystkich ogniwach stratygraficznych karbonu produktywnego na całym obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (tab. 1). Jednakże ich szczególnie duża koncentracja występuje w warstwach załęskich, orzeskich i łaziskich. Większość horyzontów tonsteinowych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego została stwierdzona jedynie w pojedynczych stanowiskach. Tylko nieliczne horyzonty tonsteinowe zostały zarejestrowane w wielu punktach obserwacyjnych, często znacznie od siebie oddalonych (Ryszka, Gabzdyl, 1986). Są one bardzo pomocne przy identyfikacji pokładów węgla w praktyce geologiczno-górnictwej (Gabzdyl, Duźniak, 1986).

Liczba dotychczas zarejestrowanych horyzontów tonsteinowych nie jest zapewne ostateczna. Może się ona jeszcze zmienić wskutek łączenia w jeden niektórych horyzontów tonsteinowych, uznawanych dotychczas za odrębne. Przykładem może być tonstein z pokładu 212 KWK „Piast”, który został uznany za identyczny z tonsteinem z pokładu 214 KWK „Siersza”, KWK „Kościszko” i KWK „Komuna Paryska” (Kuhl, Kruszewska, 1965). Podobna sytuacja — jak się zdaje — ma miejsce w odniesieniu do horyzontu tonsteinowego z warstw jakłowieckich niecki jejkowickiej, rejestrowanego dotychczas w obszarach górniczych różnych kopalń pod numerami pokładów 711, 712 lub 713. Istnieje również możliwość odwrotna, polegająca na ewentualnym rozdzieleniu się jednolitego, skondensowanego horyzontu tonsteinowego, znanego dziś z jednego obszaru górniczego, na kilka satelitarnych (tzw. niestałych) w innych obszarach górniczych karbonu produktywnego. Możliwość taką sugerują dane przytoczone przez W. Gabzdyla i Z. Trełę (1976). Liczba rozpoznanych horyzontów tonsteinowych w górnośląskiej formacji węglonośnej może się także powiększyć wskutek rosnącego stopnia rozpoznania warstw brzeźnych, dopełniając obraz rozprzestrzenienia tonsteinów w karbonie produktywnym (W. Łopot, 1992). Wydaje się, że nowo stwierdzane horyzonty tonsteinowe będą się lokować głównie w obrębie warstw brzeźnych, stosunkowo mało rozpoznanych pod tym względem. Wynika to także z dużej liczby takich horyzontów stwierdzonych dotychczas w czechosłowackiej części górnośląskiej formacji węglonośnej (warstwy ostrawskie — Dopita, Králik, 1977).

Nieliczne punkty stwierdzeń poszczególnych horyzontów tonsteinowych uniemożliwiają sporządzenie map zasięgu występowania tonsteinów i szersze ich wykorzystanie w geologii górniczej. Brak regionalnego rozpoznania poszczególnych horyzontów tonsteinowych w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym umniejsza także możliwość systematycznego śledzenia ich zmienności strukturalno-mineralogicznej. Zmienność taka jest jedną z ważniejszych cech horyzontów tonsteinowych. Świadczą o tym wyniki prac nad skałami tufogenicznymi w zagłębiach węglowych Niemiec, Francji i Wielkiej Brytanii (Burger, 1982; Bouroz i in., 1983; Price, Duff, 1969; Spears, Kanaris-Sotiriou, 1979). Rezultaty osiągnięte przez M. Dopitę i J. Králíka (1977) w czechosłowackiej części górnośląskiej formacji węglonośnej również potwierdzają tę prawidłowość. W polskiej części górnośląskiej formacji węglonośnej dokładniejsze rozpoznanie regionalne mają tylko horyzonty tonsteinowe z pokładów 610, 349, 326, (324), 214, 209 i 206 (Ryszka, Gabzdyl, 1986; Pawlikowski i in., 1988; Gabzdyl, 1990). Tutaj też ujawnia się ciągła zmiana struktury, tekstury, składu mineralogicznego i chemicznego poszczególnych horyzontów tonsteinowych, zachodząca zarówno w ujęciu wertykalnym, jak i lateralnym. Przyczyny tej zmienności nie zostały dotychczas jednoznacznie i przekonująco wyjaśnione. Jedną z interesujących prób rozwiązania tego zagadnienia podjęto na przykładzie tonsteinu z pokładu 713 KWK „Anna” (Piątek, 1977). W pracy tej starano się określić wpływ zróżnicowania facjalnego środowiska sedymentacji na stopień przeobrażenia deponowanego materiału piroklastycznego. Osiągnięte wyniki wskazują, że w torfowisku silnie zawodnionym, o odczynie obojętnym, materiał pierwotny tonsteinów ulegał mniej zaawansowanym przemianom w porównaniu ze środowiskiem słabo zawodnionym, o odczynie kwaśnym, gdzie materiał pierwotny tonsteinów podlegał głębszym przemianom, aż do przejścia w żel.

## 5.1. Seria paraliczna

W grupie warstw brzeżnych polskiej części górnośląskiej formacji węglonośnej stwierdzono dotychczas pięć horyzontów tonsteinowych (tab. 1). Dają się one dobrze paralelizować z tonsteinami grupy warstw ostrawskich, w których udokumentowano czternaście takich horyzontów (Dopita, Králik, 1977). Stwarza to nadzieję na odkrycie w polskiej części karbonu produktywnego dalszych horyzontów tonsteinowych, podobnie jak w grupie warstw ostrawskich, które obfitują w horyzonty skał tufogenicznych. Szczególnie perspektywiczne pod tym względem są warstwy pietrkowickie i gruszowskie, w których — w ostrawskiej części — stwierdzono dotychczas blisko dwadzieścia



## Występowanie tonsteinów w górnośląskiej formacji węglonośnej

Stratygrafia		Seria	Warstwy	Liczba pokładów węgla z horyzon- tami tonsteinów w ogólnej liczbie pokładów	Numer pokładu węgla z horyzontem tonsteinu	Mięższość horyzontu tonsteinowego (w cm)	Makrostruktura horyzontu tonsteinowego (dominująca)	Dominująca mikrostruktura horyzontu tonsteinowego (wg zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera (1951, 1956))	Uwagi	
WESTFAL	D	B	LIMNICZNA	libiąskie	1/16	116	1,5—2,5	psamitowa	krystaliczna	1)
	C			łaziskie	13/25	205	1,0—3,0	psamitowa	krystaliczna	2)
						206	1,0—4,0	psamitowa	krupowa	
						207	1,5—3,0	psamitowa	krystaliczna	
						208	1,0—5,0	psamitowa	krystaliczna	
						209	1,0—6,0	psamitowa	krupowa	
						210	4,0—16,0	żelowa-pelitowa- aleurytowa	zlewna, kru- powa	
						211	2,0—5,0	psamitowa	krystaliczna	
						212	3,0—8,0	aleurytowo-psami- towa	krupowa	
						213	2,0—5,0	psamitowa	krystaliczna	
						214	1,0—15,0	aleurytowo-psami- towa	krystaliczna, krupowa	
						215	1,0—3,0	psamitowa	krupowa	
						216	1,0—2,0	aleurytowa	krystaliczna	
301	1,0—6,0	psamitowa	krupowa							
orzeskie	5/26	315	1,5—2,5	aleurytowa	krystaliczna	3)				
		320	2,0—3,0	aleurytowo-psami- towa	krystaliczna, krupowa					
		321	3,0—20,0	psamitowa	krupowa					
		324	4,0—8,0	żelowa, pelitowa, aleurytowa	zlewna, krystaliczna, krupowa					
		326	2,0—20,0	żelowa	zlewna					
NAMUR	A	SERIA	załęskie	4/55	329	2,0—3,0	aleurytowo-psami- towa	krystaliczna	4)	
					334	2,0—5,0	aleurytowo-psami- towa	krupowa, kry- staliczna		
					336	2,0—3,0	psamitowa	krystaliczna		
					349	1,0—3,0	psamitowa	krupowa, krystaliczna		
	C		rudzkie	2/21	412	1,0—3,0	aleurytowo-psami- towa	krystaliczna	5)	
					418	1,0—2,5	psamitowa	krystaliczna		
	B		siodłowe	0/10					6)	
	A	SERIA PARALICZNA	porębskie	2/30	610	1,0—15,0	psamitowa, aleurytowa	złożona, wielo- składnikowa	7)	
					626	1,5—5,0	psamitowa	złożona, biotytowa		
			jakłowieckie	1/20	711—713	2,0—30,0	psamitowa	złożona, biotytowa	8)	
			gruszowskie	2/45	802	3,0—5,0	psamitowa	złożona, wieloskładnikowa	9)	
					816	0,5—8,0	psamitowa, aleurytowa	złożona, wieloskładnikowa		
			pietrzkowickie	0/12						

Objaśnienia: 1) Wkładka niestała, opisana pierwszy raz przez J. Kuhla (1960); 2) Tonsteiny z pokładów 208, 209, 210 i 214 mają duże znaczenie korelacyjne, opisane pierwszy raz przez A. Bolewskiego (1937) i M. Budkiewicza (1948); 3) Tonstein z pokładu 326 ma największe znaczenie korelacyjne; pierwszy opis tonsteinów z warstw orzeskich: J. Ryszka, J. Misiarz (1959); 4) J. Kuhl, A. Wilk (1975) wykazali obecność w pokładzie 349 tzw. tonsteinu wapiennego, który spełnia jednak kryteria przewidziane dla skały alitowej. Tonstein z pokładu 349 stwierdzono w południowo-wschodniej części GZW (M. Pawlikowski i in., 1988) w postaci wkładki o mikrostrukturze ziarnistopseudomorfozowej i mięższości 1 cm; 5) W pokładzie 418 KWK „Myśłowice” występuje wkładka skały oolitowo-sydyrytowej, uznana za ekwiwalent tonsteinu z tego pokładu (J. Kuhl, K. Kruszewska, 1958); 6) Brak udokumentowanych wkładek tonsteinowych. Obecność tufów, law i brekcji wulkanicznych w pobliżu pokładów 510, 507 i 504 (J. Kuhl, 1954; W. Gabzdyl i in., 1969) oraz sydyrytów ooidowych i sferosydyrytów w pokładach 510, 504, i 501 (J. Ryszka, W. Gabzdyl, 1986); 7) Tonstein z pokładu 610 ma duże znaczenie korelacyjne (W. Gabzdyl, S. Duźniak, 1986); 8) Tonsteiny z pokładów 711, 712, 713 stanowią jeden horyzont; numeracja taka jest zapewne rezultatem braku precyzyjnej identyfikacji pokładów węgla w poszczególnych obszarach górniczych niecki jejkowickiej; pierwszy opis — J. Kuhl (1960); 9) Tonstein z pokładu 816 ma ważne znaczenie korelacyjne

horyzontów skał tufogenicznych. Największa aktywność wulkaniczna zaznaczyła się po zakończeniu sedymentacji utworów warstw pietrkowickich, a przed sedymentacją utworów należących do warstw gruszowskich. Świadczy o tym występowanie w części ostrawskiej tzw. głównego brouska (wetzsteinu) ostrawskiego, którego miąższość może lokalnie osiągać nawet trzynaście metrów (Tomšik, 1966). Wetzstein ten można korelować z bardzo charakterystycznym horyzontem wetzsteinowym, występującym wśród skał ilasto-mułowcowych z fauną morską poziomu faunistycznego Nanetta (XI), rozdzielającym warstwy pietrkowickie z najmłodszym pokładem węgla 901 od warstw gruszowskich z najstarszym pokładem węgla 848 w zachodniej części Górnoląskiego Zagłębia Węglowego (Nurkiewicz, Skupień, 1975).

Najstarszym rozpoznany dotychczas horyzontem tonsteinowym polskiej części grupy warstw brzeźnych jest tonstein z pokładu 816 warstw gruszowskich (florowskich). Według danych J. Ryszki i A. Wilk (1974), w pokładzie 816 KWK „Grodziec”, „Paryż” i „Siemianowice” występuje on jako jasnokremowy ilowiec o grubości 2—3 cm, przedstawiając typ głównie krystaliczny (wg klasyfikacji Schüllera, 1951) o uziarnieniu 0,5—1,0 mm. Na podstawie składu mineralnego i chemicznego wyciągnięto wniosek o jego związku genetycznym z magmą zasadową, stwierdzając, że tonstein ten był pierwotnie szklisto-krystalicznym tufem bazaltowym. Z danych autora wynika, że w rejonie KWK „Julian” (Jachowicz i in., 1987) tonstein z pokładu 816 występuje jako skała o wyglądzie jasnokremowego mułowca lub szarokremowego piaskowca. Miąższość tonsteinu jest zmienna i waha się od 0,5 cm do 8,0 cm. Skała ma przełam nierówny, kostkową podzielnosć i dużą twardość. W spągu przechodzi gradacyjnie w węgiel, w stropie ma z nim nierówną, ale ostrą granicę. Pod binokulem ujawnia wielokrotne uziarnienie frakcjonalne o złym rozdzieleniu, z najgrubszym ziarnem nie przekraczającym 0,5 mm średnicy. W rejonie KWK „Kazimierz-Juliusz” (Kozłowski, Łopot, 1987) obserwowano także rozdzielanie się tego horyzontu na kilka bardzo cienkich, blisko siebie położonych warstewek satelitarnych o miąższości 1—4 mm, oddzielonych od poziomu głównego kilkunastocentymetrowej lub kilkucentymetrowej miąższości warstewkami węgla. Poszczególne warstewki satelitarne charakteryzowały się jednokrotnym, stopniowanym uziarnieniem frakcjonalnym o złym rozdzieleniu. Według zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera (1951; Schüller, Hoehne, 1956) tonstein z pokładu 816 w rejonie KWK „Julian” i „Kazimierz — Juliusz” jest tonsteinem złożonym wieloskładnikowym.

W warstwach gruszowskich został zarejestrowany jeszcze jeden horyzont tonsteinowy występujący w pokładzie 802 rejonu Rybnika. Z danych M. Budkiewicza i W. Heflika (1970) wynika, że jest to tonstein o strukturze pseudomorfozowej (wg klasyfikacji A. Schüllera, 1951). Z badań autora wynika, że tonstein ten tworzy wkładkę o miąższości 3—5 cm i jest to skała

o wyglądzie piaskowca drobno- lub średnioziarnistego barwy szarawo-kremowej. Pod binokulem ujawnia słabo widoczne, niewyraźne uziarnienie frakcyjne, przełam nierówny, silnie chropowaty. W spągu tonstein ten przechodzi gradacyjnie w 6—8-centymetrową warstwę węgla silnie nasyconego rdzawymi lub kremowymi „krupami” kaolinitowymi lub sferolitami syderytowymi, natomiast w stropie kontakt z węglem jest ostry. Według zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera (1951; Schüller, Hoehne, 1956) tonstein z pokładu 802 w rejonie Rybnika należy do tonsteinów złożonych wieloskładnikowych.

Nie jest zupełnie jasne, ile horyzontów tonsteinowych stwierdzono dotychczas w warstwach jakłowieckich polskiej części Górnosląskiego Zagłębia Węglowego. Występowanie tonsteinów podawane jest w pokładach 713, 712 i 711 niecki jejkowickiej (Kuhl, 1960; Budkiewicz, Wajszel, 1963). Wszystkie te horyzonty są korelowane przez J. Králíka (1964) z jednym horyzontem tonsteinowym z czzechosłowackiej części górnośląskiej formacji węglonośnej, czyli z pokładem 365 ostrawsko-karwińskiej części Górnosląskiego Okręgu Węglowego. Wydaje się, że tonsteiny te należy rzeczywiście uznać za jeden horyzont, a obecną numerację pokładów, w których stwierdzono występowanie tych tonsteinów, za efekt braku dostatecznie precyzyjnej identyfikacji pokładów węgla w poszczególnych obszarach górniczych niecki jejkowickiej. Warto przy tym zaznaczyć, że w czzechosłowackiej części Górnosląskiego Zagłębia Węglowego występują w warstwach jakłowieckich cztery ważne horyzonty tonsteinowe o dość podobnym wykształceniu (Dopita, Králík, 1977). Z badań autora wynika, że tonstein z pokładu 713—711 okolic Rybnika tworzy wkładkę o przeważnie dość dużej, choć zmiennej miąższości — od kilku do kilkudziesięciu centymetrów (maksymalnie około 30 cm) — w stropowym lub środkowym odcinku dość grubego pokładu węgla, sporadycznie przechodząc także w jego stropie w otaczające pokład skały płonne. Jest to skała przeważnie o wyglądzie średnioziarnistego piaskowca, wyróżniająca się kremowoszarawą barwą, dobrą zwięzłością, nierównym, chropowatym przełamem, niewyraźnym warstewkowaniem i dostrzegalnym makroskopowo wielokrotnym uziarnieniem frakcyjnym o złym rozdzieleniu. W tonsteinie tym bywa widoczna dwudzielna budowa, polegająca na występowaniu ciemnoszarej, drobnoziarnistej warstewki w spągu wkładki i jaśniejszej, grubiej ziarnistej warstewki w stropie wkładki. Granica pomiędzy warstewkami jest ostra, choć często silnie pofalowana. Według klasyfikacji A. Schüllera (1951; Schüller, Hoehne, 1956) tonstein ten ma strukturę pseudomorfozową, natomiast według zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera jest to tonstein złożony biotytowy.

W warstwach porębskich stwierdzono dotychczas dwa horyzonty tonsteinowe. W pokładzie 610 występuje jeden z najbardziej stałych i szeroko rozprzestrzenionych tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej. Jedno-

częśnie należy on do dobrze rozpoznanych (Kuhl, Kapuściński, 1969; Kuhl, 1972; Środoń, 1972; Gabzdyl, 1984 Gabzdyl, Duźniak, 1986). W pokładzie 626 rejonu KWK „Julian” stwierdzono ostatnio drugi horyzont tonsteinowy (A. Jachowicz i in., 1987; 1988; W. Łopot, 1992). Odcinek osadów warstw porębskich zawarty pomiędzy tymi horyzontami jest znany powszechnie z występowania dość dużych i częstych domieszek materiału piroklastycznego. W strefie tej występuje także miąższy horyzont bentonitowy zawarty między pokładami 610 i 611. Jeśli uwzględnimy, że pomiędzy pokładami 602 i 604 bywa stwierdzany tuf wiroklastyczny (Ryska, Gabzdyl, 1986), a mułowce i piaskowce od pokładu 602 do 630 wykazują często cechy tufitu lub osadu tufonośnego, to okres powstawania warstw porębskich należy uznać za jeden z aktywniejszych pod względem działalności wulkanicznej.

Występujący w rejonie KWK „Julian” w Piekarach Śląskich tonstein z pokładu 626 lokuje się nieco poniżej poziomu fauny morskiej Koks IV. W rozprzestrzenieniu lateralnym obserwuje się dość dużą zmienność. W otworze wiertniczym B-243 (Jachowicz i in., 1987; 1988; Łopot, 1992) tonstein ten tworzy pojedynczą wkładkę o miąższości około 4 cm i wyglądzie drobnoziarnistego piaskowca w stropowej części pokładu. Skala wyróżnia się tutaj obfitym występowaniem złotawo połyskujących, dość dużych (0,5—0,8 mm) blaszek biotyту. W otworze wiertniczym B-242 są to dwie blisko siebie położone wkładki tonsteinowe, występujące w środkowej i stropowej części pokładu. Wkładka ze stropowej części pokładu ma miąższość około 4 cm. Jest to skala o wyglądzie drobnoziarnistego piaskowca z widocznym makroskopowo jednokrotnym uziarnieniem frakcjonalnym o złym rozdzieleniu. Wkładka ze środkowej części pokładu jest wyraźnie cieńsza (1,5 cm) i przypomina wyglądem mułowiec wielokrotnie laminowany węglem. W otworze wiertniczym B-245 tonstein ten stanowi około 5-centymetrową wkładkę w pakiecie mułowców i drobnoziarnistych piaskowców zalegających poniżej pokładu 625. Jasnokremowa barwa, frakcjonalne uziarnienie i obfitość złotawo połyskujących, dużych (do 1 mm) blaszek biotyту wyróżnia go dobrze pośród ciemnoszarych, monotonnych mułowców i drobnoziarnistych piaskowców. Według klasyfikacji A. Schüllera (1951; Schüller, Hoehne, 1956) jest to tonstein pseudomorfozowy o dość dużym udziale rezystatów, wśród których dominuje biotyt. Według zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera (1956) jest to tonstein złożony biotytowy.

Szeroko rozprzestrzeniony tonstein z pokładu 610 występuje w obszarach górniczych kopalń: „Mysłowice”, „Milowice”, „Wieczorek”, „Julian”, „Pstrowski”, „Sośnica”, „Gliwice”, „Knurów”, „1 Maja”, „Zabrze”, jako wkładka o zmiennej miąższości 1—15 cm. Na szczególną uwagę zasługuje fakt, że tonstein ten występuje zarówno wśród niskouwęglonego (KWK „Milowice” — typ 31), jak i węgla koksowego (KWK „Gliwice” — typ 35, wg PN-82/G-97002), nie wykazując związku typu struktury z stopniem uwęglenia

(W. Gabzdyl, 1990) sugerowanego przez K. Burgera, F.J. Eckhardta i G. Stadlera (1962). Z badań autora wynika, że tonstein z pokładu 610 wyróżnia się dwudzielną budową. Grubszą, ciemną warstwę spągową tonsteinu tworzy skała o wyglądzie mułowca, natomiast cieńszą, jaśniejszą warstwę stropową tonsteinu stanowi skała o wyglądzie drobno- lub średnioziarnistego piaskowca. Granicę między nimi stanowi powierzchnia obficie wyścielona substancją węglistą oraz globularnymi i strzępiastymi skupiskami szkliwa wulkanicznego. Ciemna barwa warstwy spągowej jest wywołana obfitym występowaniem strzępków i drobnodispersyjnego pigmentu węglistego nasycających niemal izotropowe tło skalne. Według klasyfikacji A. Schüllera (1951; Schüller, Hoehne, 1956) jest zaliczany do tonsteinów o strukturze pseudomorfozowej, natomiast według zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera (1956) jest to tonstein złożony wieloskładnikowy.

## 5.2. Seria limniczna

W tej części profilu karbonu produktywnego stwierdzono dotychczas przeszło dwadzieścia horyzontów tonsteinowych (tab. 1).

Jedynie z grupy warstw siodłowych polskiej części Górnoląskiego Zagłębia Węglowego nie udało się udokumentować dotychczas tonsteinów. Nie przekreśla to jednak możliwości występowania tych skał w tym odcinku profilu karbonu produktywnego. Na potencjalną możliwość ich występowania w warstwach siodłowych wskazuje obecność tufów, law i brekcji wulkanicznych w pobliżu pokładów 510, 507 i 504 kopaliń: „Knurów”, „Jastrzębie”, „Moszczenica”, „Szczygłowice” i „Sośnica” (Kuhl, 1954; Borowski, Piłat, 1968; Gabzdyl i in., 1969). Podobna sugestia wynika z obecności wkładek syderytów ooidowych i sferosyderytów w pokładzie 510 KWK „Sosnowiec”, „Zabrze” i „Siemianowice”, pokładzie 504 KWK „Chorzów” i pokładzie 501 KWK „Katowice” (Ryszka, Gabzdyl, 1986). Warto zaznaczyć, że w górnej części warstw siodłowych, na wschód od fałdu orłowskiego liczba podobnych przejawów wyraźnie się nasila.

W grupie warstw rudzkich występują dwa udokumentowane horyzonty tonsteinowe, związane z pokładami 412 i 418 (Kuhl, 1960). Według obserwacji autora ich wykształcenie jest dość podobne. Tworzą kilkucentymetrowej miąższości wkładki o wyglądzie ilowca, mułowca lub drobnoziarnistego piaskowca z spągową granicą niewyraźną, gradacyjną i stropową ostro zaznaczoną. Skały te wyróżniają się dość gładkim i równym przełamem, dobrą zwięzłością oraz kremowoszarawą barwą. Rozmieszczone zgodnie z stratyfikacją pasemka węgla podkreślają drobne warstewkowanie z dostrzegalnym dopiero mikro-

skopowo uziarnieniem frakcjonalnym o złym rozdzieleniu. Z analizy mikroskopowej wynika, że należy je zaliczyć do tonsteinów krystalicznych. Wśród osadów namuru C czechosłowackiej części karbonu górnośląskiego stwierdzono dotychczas tylko jeden horyzont tonsteinowy o wyglądzie drobnoziarnistego piaskowca i miąższości około 1 cm (Dopita, Králik, 1977). Na podstawie charakterystyki strukturalno-mineralogicznej można go paralelizować z tonsteinem z pokładu 412 w kopalniach: „Julian”, „Rozbark” i „Radzionków”. W grupie warstw rudzkich zarejestrowano ponadto obecność law wulkanicznych, występujących w stropie pokładu 417 KWK „Zofiówka”, w pokładach 415 i 416 KWK „Jastrzębie” i „Moszczenica” oraz w pokładzie 412 KWK „Knurów” (Kuhl, 1954; Gabzdyl, 1964; 1968). W pokładzie 418 KWK „Mysłowice” stwierdzono także występowanie wkładki skały oolitoowo-syderytowej, która może być uznana za ekwiwalent tonsteinu z tego pokładu, wykazującego częsty brak ciągłości (Kuhl, Kruszewska, 1958).

W grupie warstw załęskich, w przystropowej części pokładu 349 KWK „Chwałowice” i „Silesia”, została udokumentowana 2-3-centymetrowa wkładka skały nazwanej tonsteinem (Kuhl, Wilk, 1975), która w swym składzie mineralnym zawierała: boehmit i hydrargilit (33—38%), plagioklasy zasadowe (12—14%), kaolinit (6,5—7,5%), biotyt-chloryt (2,5%), substancję węglistą (42%) oraz minerały ciężkie (apatyt, rutyl, ilmenit) i wtórne (gips, kalcyt, crandallit). Szczególnie znamienny jest dla tej skały bardzo niski stosunek  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , wynoszący od 0,43 do 0,86. Tufogeniczny charakter tej skały nie budzi najmniejszych wątpliwości, jednak biorąc pod uwagę jej skład mineralny i chemiczny nie może być określona mianem tonsteinu. Stosunek  $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$  mniejszy niż 1,3 oraz duża zawartość wodorotlenków glinu dominujących nad minerałami krzemianowymi upoważnia do stwierdzenia, że skałę tę należy zaliczyć do grupy skał alitowych powstałych w wyniku wietrzenia alitowego materiałów piroklastycznych. W warstwach załęskich zarejestrowano ponadto horyzonty tonsteinowe w pokładach 336/1 w otworze wiertniczym Mikołów 12, 329/5 w otworze wiertniczym Mikołów 12 i 329/4 w KWK „Dębieńsko” (Kuhl, 1972) oraz w pokładzie 334 z południowo-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Pawlikowski i in., 1988). Z badań autora wynika, że tonsteiny warstw załęskich to najczęściej skały o wyglądzie mułowca lub drobnoziarnistego piaskowca, kilkucentymetrowej (2—5 cm), zmiennej miąższości, o niewyraźnym frakcjonalnym uziarnieniu i szarawobiaławej barwie. Wykazują zmieniające się szybko lateralnie i wertykalnie uziarnienie, miąższość, makro- i mikrostruktury ziarniste. Dominującymi mikrostrukturami są: krystaliczna (I.1.1., wg zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera (1951)) i rzadziej krupowa (I.1.2.), szczególnie częsta w warstewkach spągowych poszczególnych horyzontów tonsteinowych.

W warstwach orzeskich stwierdzono dotychczas pięć horyzontów tonsteinowych w pokładach 326, 324, 321, 320, 315 (Kuhl, 1960; 1972; Trela,

1978; Łabuś, Chodyniecka, 1984; Ryszka, Misiarz, 1959; Ryszka, Gabzdyl, 1986; Pawlikowski i in., 1988; Łapot, Żwaka, 1991). Największe rozprzestrzenienie i miąższość ma horyzont tonsteinowy z pokładu 326. Występując w dość stałej odległości od poziomu tufitowego związanego z pokładem 328, nawierconego na nieomal całym obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i stanowiącego bardzo dobry reper litologiczny rozdzielający westfal A od westfalu B (Szymoniak, Sankiewicz, 1974) oraz z uwagi na bardzo charakterystyczną makro- i mikrostrukturę, wyraźnie różną od pozostałych tonsteinów z tego odcinka profilu karbonu produktywnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, jest pospolicie wykorzystywany w rozwiązywaniu problemów litostratygraficznych. Jest to skała o wyglądzie iłowca, soczewkowo-faliście laminowanego, barwy jasnoszarej z kremowym odcieniem. Charakterystyczną cechą tego horyzontu tonsteinowego jest także mała zmienność makro- i mikrostruktury zarówno w ujęciu lateralnym, jak i wertykalnym. Z analizy mikroskopowej wynika, że jest to tonstein zlewny (zbity, II, wg zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera (1951), przechodzący stopniowo w niektórych obszarach w tonstein złożony wieloskładnikowy (I.2.2, KWK „Dębieńsko”, „Brzezinka”) lub krupowy (I.1.2, KWK „Wesoła”, „Porąbka”). Charakterystyczną cechą tego horyzontu tonsteinowego jest też przeważnie mała zawartość substancji węglistej (do 5% obj.). Pozostałe tonsteiny warstw orzeskich charakteryzują się natomiast wyraźnie większą zmiennością lateralną i wertykalną uziarnienia, miąższości, barwy oraz makro- i mikrostruktury. Przeważnie są to skały o wyglądzie drobno- lub średnioziarnistego piaskowca barwy ciemnoszarej z mniej czy bardziej wyraźnym uziarnieniem frakcjonalnym jedno- lub wielokrotnym. Miąższość poszczególnych wkładek tonsteinowych zmienia się dość szybko w przedziale od 1,5 cm do 20 cm. W stropowym odcinku niektórych horyzontów występuje lokalnie laminacja płaska, falista, a nawet warstwowanie przekątne. Pomimo silnej zmienności lateralnej i wertykalnej makro- i mikrostruktury poszczególnych horyzontów tonsteinowych można stwierdzić pewną przewagę i dominację niektórych z nich. Z analizy mikroskopowej wynika, że tonsteiny te mają najczęściej strukturę tonsteinów krupowych i krystalicznych, sporadycznie złożonych wieloskładnikowych (wg zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera, 1951).

W warstwach łaziskich udokumentowano dotychczas największą liczbę horyzontów tonsteinowych w górnośląskiej formacji węglonośnej. Występują one w pokładach 301, 216, 215, 214, 213, 212, 211, 210, 209, 208, 207, 206, 205, przy czym horyzonty tonsteinowe z pokładów 214, 210, 209 i 208 mają największe znaczenie korelacyjne (Bolewski, 1937; Hartung, 1943; Bederke, 1943; Budkiewicz, 1948; Bocheński, Bolewski, 1958; Bolewski, Budkiewicz, 1965; Kuhl, Kruszewska, 1965; Gabzdyl, Trela, 1976; Trela, 1978; Pawlikowski i in., 1988; Hanak, 1983; Łapot, Żwaka, 1991).

Rozpowszechnione są na całym obszarze wschodniej i południowo-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Są to skały występujące w pokładach węgla, rzadziej wśród skał płonnych przedzielających te pokłady, najczęściej w postaci pojedynczych wkładek o dość zmiennej miąższości (1—16 cm), którym lokalnie mogą towarzyszyć nie występujące stale wkładki tonsteinowe (tzw. satelitarne — W. Gabzdyl, Z. Trela, 1976). Zjawisko występowania wkładek satelitarnych towarzyszących horyzontowi głównemu jest szczególnie częste w pokładach 208 i 301 KWK „Siersza”, pokładzie 209 KWK „Jaworzno” i pokładzie 214 KWK „Jan Kanty” (Gabzdyl, 1990). Makro- i mikrostruktura oraz skład mineralny skał tworzących horyzonty główne i satelitarne nie różnią się. Są to skały przeważnie o wyglądzie drobno-, średnio-, rzadziej gruboziarnistego piaskowca, z mniej lub bardziej wyraźnie widocznym uziarnieniem frakcjonalnym o złym rozdzieleniu, barwy szarawej z brunatnawym odcieniem (Łopot, Żwaka, 1991). Niektóre z horyzontów zawierają „konkrecyjne”, nodularne skupiska porcelanowobiałego kaolinitu, osiągające nawet kilka centymetrów średnicy (np. tonstein z pokładu 214, 210, 207, 205). Z analizy mikroskopowej wynika, że mimo dużej zmienności strukturalnej w poziomie i pionie, najczęściej reprezentują tonsteiny krystaliczne i krupowe (I.1.1, I.1.2, wg zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera (1951)), rzadziej tonsteiny złożone (I.2.), szczególnie gdy stanowią wkładkę wśród skał płonnych przedzielających pokłady węgla.

W warstwach libiąskich stwierdzono dotychczas tylko jeden horyzont tonsteinowy występujący w pokładzie 116 (Kuhl, 1969). Z badań przeprowadzonych obecnie przez autora wynika, że jest to skała o wyglądzie drobno- lub średnioziarnistego piaskowca frakcjonalnie uziarnionego, o złym rozdzieleniu, barwy ciemnoszarej z brunatnym odcieniem. Tworzy ona cienką, 1,5—2,5 cm wkładkę w spągowej części pokładu. Z analizy mikroskopowej wynika, że jest to skała o dużej zmienności strukturalno-mineralogicznej ujmowanej zarówno wertykalnie, jak i lateralnie, z dominującą strukturą tonsteinu krystalicznego (I.1.1, według zmodyfikowanej klasyfikacji A. Schüllera (1951)), rzadziej krupowego (I.1.2.) i złożonego (I.2.).

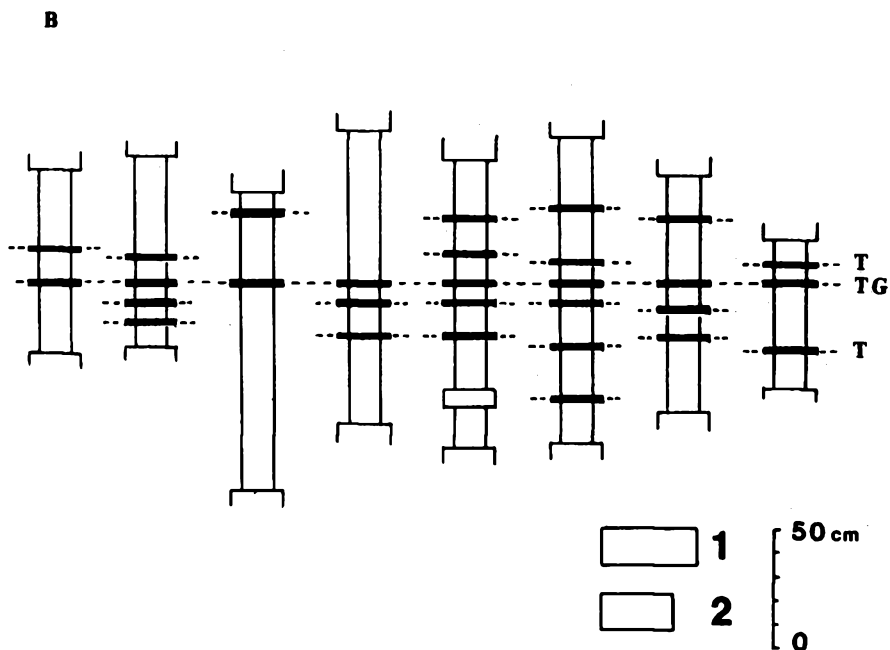
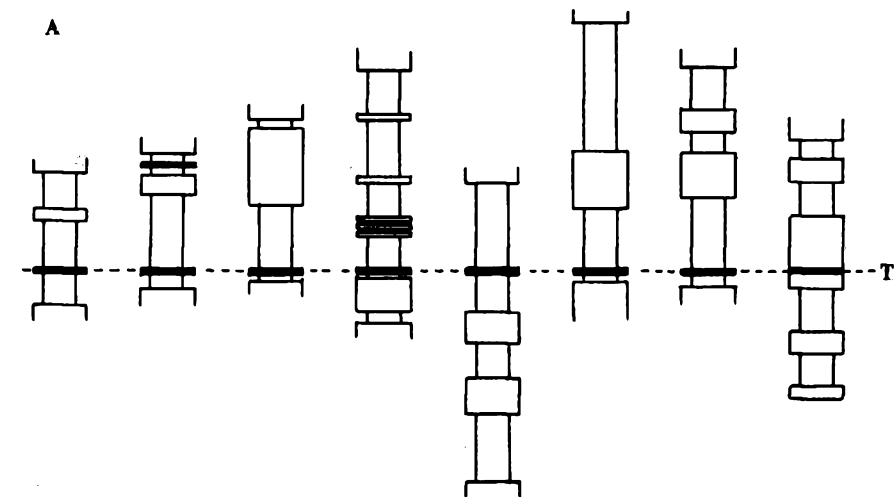


## 6. Budowa makroskopowa horyzontów tonsteinowych

Materiały piroklastyczne gromadziły się w różnych środowiskach depozycji istniejących w czasie powstawania górnośląskiej formacji węglonośnej. Wskazuje na to obecność wkładek skał tufogenicznych zarówno w pokładach węgla, jak i w pakietach skał płonnych, przedzielających te pokłady. Jednak przekształceniu się materiału piroklastycznego w tonstein i jego utrwaleniu się w postaci litosomu szczególnie sprzyjały warunki panujące w środowisku bagniska węglotwórczego. Dowodzi tego występowanie wkładek tonsteinowych głównie w pokładach węgla, wielokrotnie częstsze niż w skałach płonnych, przedzielających pokłady węgla.

Pozycja horyzontów tonsteinowych w poszczególnych litosomach bywa lateralnie zmienna (rys. 1), przy czym izochroniczny horyzont tonsteinowy jest zwykle doskonałym wskaźnikiem achroniczności granic, zawierających go litosomów. Izochroniczność horyzontów tonsteinowych potwierdza obserwowane niekiedy przekraczanie w sposób ciągły granic zawierających je litosomów.

Większość horyzontów tonsteinowych serii paralicznej górnośląskiej formacji węglonośnej jest reprezentowana przez jedną wkładkę, zmieniającą lateralnie położenie w stosunku do stropu i spągu pokładu węgla, sporadycznie tylko przekraczającą jego granice (rys. 1, model A). Poszczególne horyzonty tonsteinowe wykazują duże zróżnicowanie lateralne struktury, tekstury i składu mineralnego, a stopień przemiany tworzącego horyzont materiału piroklastycznego jest szczególnie czułym wskaźnikiem tego zróżnicowania. Duża zmienność strukturalno-mineralogiczna utrudnia syntetyczne określenie charakteru petrograficznego skały tworzącej horyzont i powoduje, że określony na podstawie badań typ strukturalny tonsteinu ma często znaczenie lokalne, w skrajnych przypadkach ograniczone tylko do obszaru sąsiadującego bezpośrednio z miejscem pobrania próbki. Trudności te próbuje się przezwyciężyć poprzez statystyczne określenie lateralnej dominacji jednej lub dwu struktur



Rys. 1. Modele horyzontów tonsteinowych górnośląskiej formacji węglonośnej: A — pokład 610 KWK „Mysłowice, B — pokład 209 KWK „Jaworzno”

A — wkładka tonsteinowa (T) zmieniająca lateralnie położenie w stosunku do stropu i spągu pokładu węgla (2), sporadycznie przechodząca w skały płonne (1), B — kilka wkładek tonsteinowych (T, TG) w pokładzie węgla (2), z których jedna jest wkładką główną (przewodnią, TG), a pozostałe wkładkami satelitarnymi (niestałymi, T)

tonsteinu w danym horyzoncie. Przejście horyzontu tonsteinowego w skały płonne wiąże się z istotnym obniżeniem się stopnia kaolinityzacji materiału piroklastycznego, a skała tworząca horyzont uzyskuje często charakter K-bentonitu.

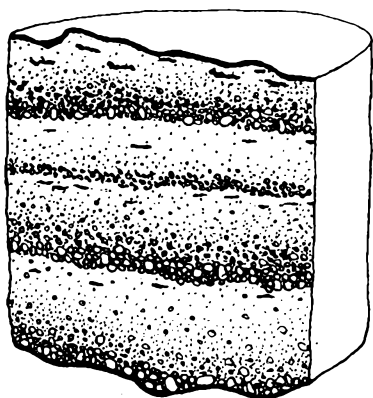
W serii limnicznej górnoląskiej formacji węglonośnej występuje często w pokładzie węglowym po kilka wkładek wertykalnie mniej lub bardziej oddalonych od siebie (rys. 1, model B). W pakiecie takim można wyróżnić wkładkę główną, nazywaną także przewodnią, mającą największą miąższość i dobrze zachowaną ciągłość lateralną, ułatwiającą jej korelację litostratygraficzną oraz wkładki niestałe (tzw. satelitarne — W. Gabzdyl, Z. Trela, (1976)), towarzyszące wkładce głównej w zmiennej lateralnie ilości, występujące zarówno powyżej, jak i poniżej wkładki przewodniej. Mają one ograniczone rozprzestrzenienie lateralne, zanikając często na odcinku kilkudziesięciu lub kilkuset metrów. Miąższość i liczba wkładek niestałych pozostaje w lateralnym związku z miąższością wkładki głównej. W miejscach, gdzie miąższość wkładki głównej jest największa, również miąższość i liczba wkładek niestałych jest największa, natomiast w miejscach, gdzie wkładka przewodnia ma wyraźnie zredukowaną miąższość, również liczba i miąższość wkładek niestałych jest zredukowana, przeważnie tym bardziej, im większa jest redukcja miąższości wkładki głównej. Występowanie w pokładach węgla pakietów stałych i niestałych wkładek tonsteinowych jest szczególnie pospolite w warstwach łaziskich wschodniej i południowo-wschodniej części Górnoląskiego Zagłębia Węglowego.

Wśród tonsteinów górnoląskiej formacji węglonośnej można wyróżnić makroskopowo dwie najbardziej różniące się grupy skał:

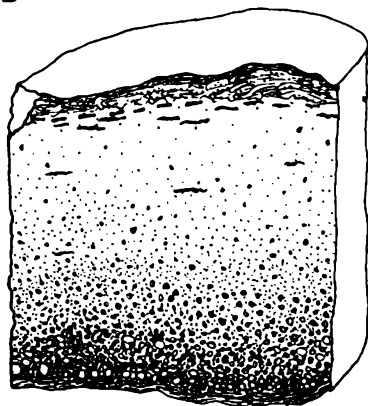
- o wyglądzie skały okruchowej (tonsteiny ziarniste, wg zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera, (1951)),
- o wyglądzie skały ilastej (tonsteiny zlewne, wg zmodyfikowanej klasyfikacji A. Schüllera (1951)).

Tonsteiny ziarniste (rys. 2, 4, 5) mogą lateralnie przechodzić w tonsteiny zlewne (rys. 3). Sytuacja taka najczęściej występuje w serii limnicznej górnoląskiej formacji węglonośnej, zwłaszcza w warstwach łaziskich (np. w pokładach 301, 214, 210, 209 KWK „Siersza”). Najbardziej charakterystyczną cechą tonsteinów ziarnistych jest pospolicie występujące, mniej lub bardziej wyraźne i skomplikowane uziarnienie frakcjonalne (rys. 2, 4, 5). Było ono generowane opadem atmosferycznym materiałów piroklastycznych, zróżnicowanych pod względem wielkości i rodzaju ziarna. Kontrastowe zmiany gradacji ziarna, powtarzające się niekiedy wielokrotnie w przekroju wertykalnym wkładek tonsteinowych wskazują, że dostawa materiałów piroklastycznych odbywała się ze zmiennym natężeniem w czasie skorelowanym zapewne z przebiegiem i typem erupcji wulkanicznej. Sporadycznie obserwowane warstwowanie przekątne (rys. 4 B) wskazuje, że spokojna depozycja materiału piroklastycznego bywała zakłócana niekiedy oddziaływaniem słabych prądów. Pospolite występowanie warstwowań soczewkowo-falistycznych, soczewkowych, smuży-

A



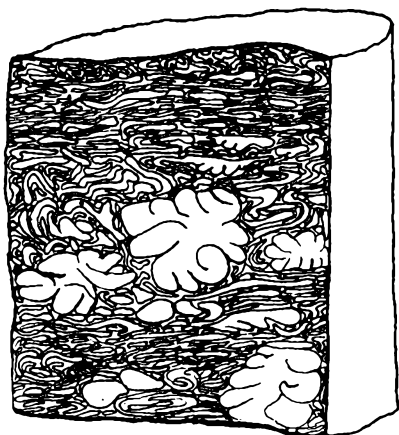
B



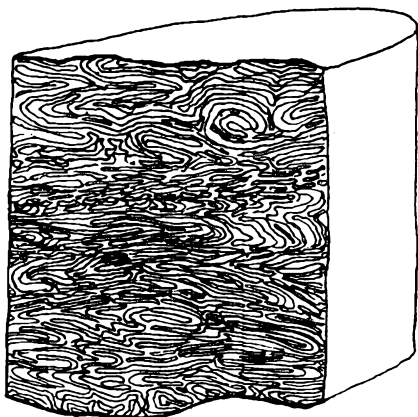
Rys. 2. Zróżnicowanie makroskopowe tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej: A — pokład 212, otwór MB-92, B — pokład 215, otwór MB-85

Tonsteiny ziarniste: A — uziarnienie frakcyjne wielokrotne, B — uziarnienie frakcyjne jednokrotne. Wielkość naturalna

A



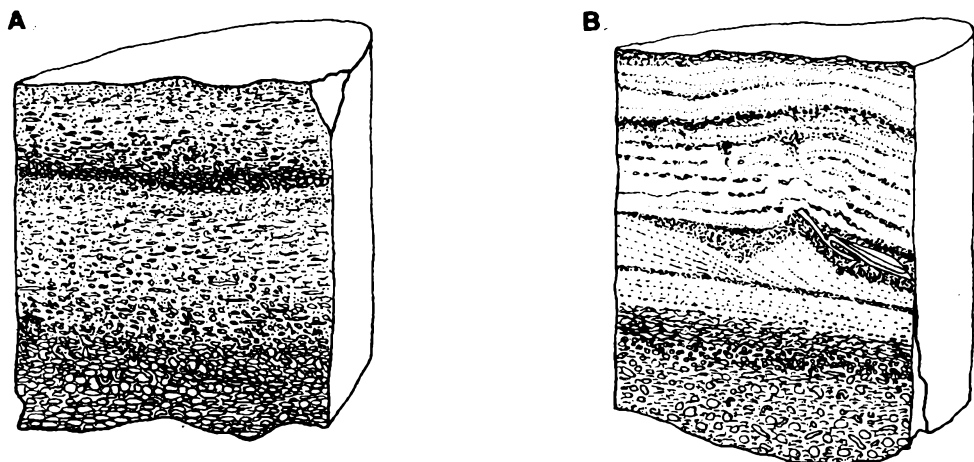
B



Rys. 3. Zróżnicowanie makroskopowe tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej: A — pokład 324 w KWK „Wesoła”, B — pokład 326, otwór MB-92

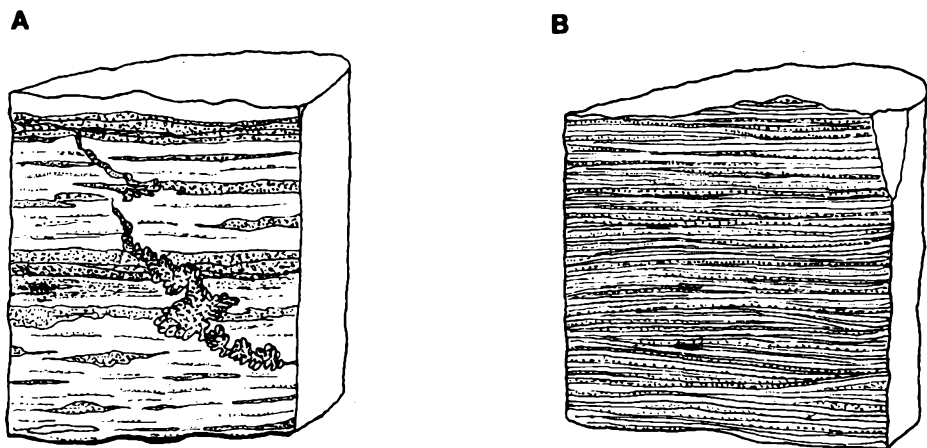
Tonsteiny zlewne: A — żelowo-nodularne, B — żelowo-mikrokrystaliczne. Wielkość naturalna

stych, konwolutnych, spływowych, oczkowych i nieregularnych w tonsteinach zlewnych (rys. 3) wskazuje, że ich depozycja zachodziła w obszarach płytkowodnych, gdzie przeróbka osadu przez falowanie powodowała destrukcję pospolitego w osadach tufogenicznych uziarnienia frakcyjnego. Przyczyną części tego rodzaju struktur mogła być utrata stateczności przez zgromadzony na warstwie substancji organicznej materiał piroklastyczny i wytworzenie się warstwowań zaburzonych.



Rys. 4. Zróżnicowanie makroskopowe tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej: A — pokład 626, otwór B-242, KWK „Julian”; B — pokład 816, otwór G-952, KWK „Kazimierz-Juliusz”

Tonsteiny ziarniste: A — uziarniony frakcjonalnie tonstein z licznymi uwęglonymi szczątkami roślinnymi, B — z warstwowaniem przekątnym. Wielkość naturalna



Rys. 5. Zróżnicowanie makroskopowe tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej: A — pokład 626, otwór B-243 KWK „Julian”, B — pokład 206, otwór MB-92

Tonsteiny ziarniste: A — wkładka tonsteinowa złożona z kilkunastu lamin materiału tufogenicznego (kropkowane) przekładanych pasemkami węgla (białe). Wielkość naturalna

Większość wkładek tonsteinowych ma postać jednolitej, zwartej warstwy dobrze wyodrębniającej się w tle pokładu węgla jaśniejszą barwą i wyraźnie zaznaczonym stropem i spągciem. Bywa, że wkładki takie zmieniają lateralnie swój wygląd, przekształcając się stopniowo w zestaw kilku,

kilkunastu lub nawet kilkudziesięciu cienkich lamin, przeważnie parumilimetrowej miąższości, niejednokrotnie soczewkowo wyklinowujących się i występujących na przemian z podobnej miąższości pasemkami węgla, często obficie nasyczonego „krupowatymi” skupiskami mineralnymi, układającymi się zgodnie z stratyfikacją skały (rys. 5). W grubszych laminach takich zestawów daje się zauważyć mikroskopowo jednokrotne, stopniowane, przerywane uziarnienie frakcjonalne.

Udział makroskopowo widocznych cząstek uwęglonej substancji organicznej jest zróżnicowany. Najwięcej cząstek znajduje się w tonsteinach ziarnistych i koncentrują się głównie w przyspągowym i przystropowym odcinku wkładek. W tonsteinach zlewnych występują sporadycznie, głównie w spągowym odcinku wkładki.

Przyciągającym uwagę składnikiem niektórych wkładek tonsteinowych z warstw łaziskich (np. w pokładzie 210, 214 KWK „Siersza”, „Jaworzno”, „Ziemowit”) są szczególnie duże (0,5—10 cm średnicy), nodularne lub „chmurzaste”, kremowe lub porcelanowobiałe skupiska kaolinitu o muszlowym przełamie i matowym, rzadziej tłustym połysku. Stanowią od kilku do kilkudziesięciu procent objętości skały, przy czym zawartość nodul (buł) jest zróżnicowana lateralnie i wertykalnie. Największe nodule koncentrują się przeważnie w przyspągowej części takich wkładek. Ostro zaznaczające się kontury nodul są podkreślone otuliną substancji węglistej, oddzielającej je od drobnoziarnistego, ciemniejszego tła, wypełniającego przestrzenie pomiędzy bułami. Sporadycznie obserwowano łączenie się ze sobą niektórych nodul w morfologicznie bardziej złożone formy, przypominające postaci „chmurzaste”.

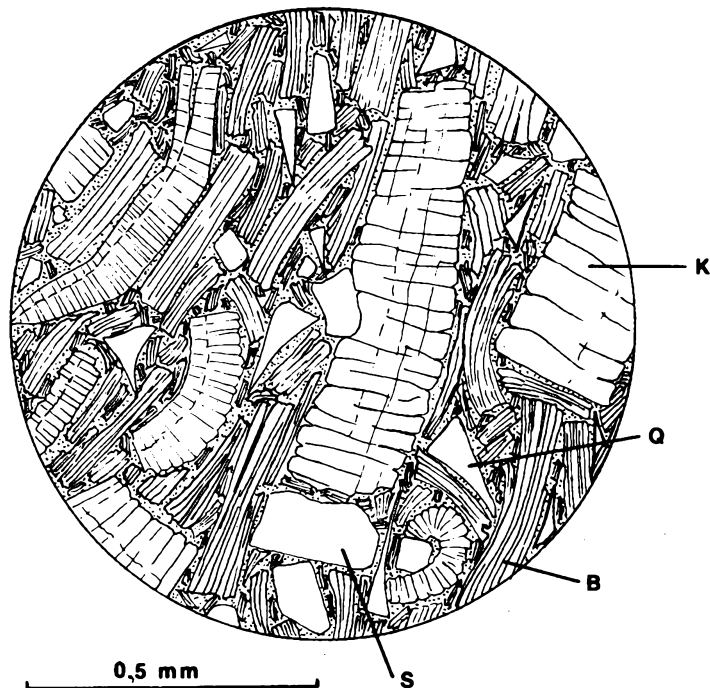
## 7. Składniki mikroskopowe tonsteinów Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Analizując mikroskopowo grupę tonsteinów ziarnistych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (I, wg zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera (1951); Schüller, H o e h n e, 1956), można je — na podstawie zawartości kaolinitu — podzielić na tonsteiny umiarkowanie skaolinityzowane (I.2, rys. 6, 7, 8; Schüller, 1951; 1956) i tonsteiny głęboko skaolinityzowane (I.1, rys. 9, 10; Schüller, 1951; 1956). Do tonsteinów głęboko skaolinityzowanych można także zaliczyć większość tonsteinów zlewnych (II, rys. 11; Schüller, 1951; 1956).

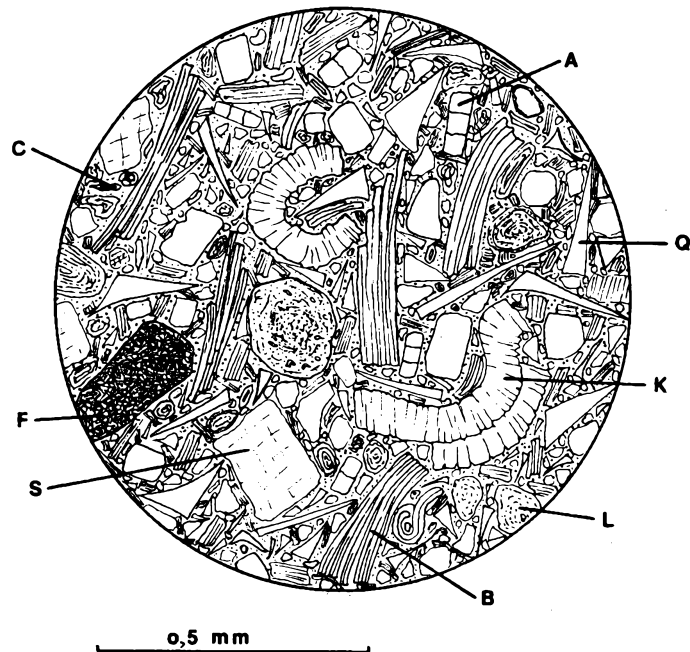
Wśród umiarkowanie skaolinityzowanych tonsteinów ziarnistych, złożonych (I.2, Schüller, 1951; 1965) w zależności od dominującego rodzaju tworzących je rezystatów można wyodrębnić odmianę biotytową (I.2.1., rys. 6; Schüller, 1951; 1956), odmianę wieloskładnikową (I.2.2, rys. 7; Schüller, 1951; 1956) i odmianę szklistą (I.2.3, rys. 8; Schüller, 1951; 1956).

Wśród głęboko skaolinityzowanych tonsteinów ziarnistych (I.1, Schüller, 1951; 1956) można wyróżnić tonsteiny krupowe (I.1.2, rys. 9; Schüller, 1951; 1956) i tonsteiny krystaliczne (I.1.1, rys. 10; Schüller, 1951; 1956).

Tonsteiny te tworzą litosomy różnej wielkości, przy czym wertykalne przejście jednego w drugi może nastąpić już w skali preparatu mikroskopowego. Rozprzestrzenienie lateralne poszczególnych, różniących się strukturalnie litosomów tonsteinowych jest wielokrotnie większe w porównaniu z ich miąższością, a przeważnie gradacyjne przejście jednego strukturalnie tonsteinu w inny łączy się z wyraźną zmianą wielkości ziarna. Mimo małej miąższości, nie przekraczającej zwykle kilku centymetrów, zdarza się, że wyróżniane mikroskopowo litosomy zachowują ciągłość lateralną rzędu kilometrów (np. tonstein złożony wieloskładnikowy z pokładu 816 w KWK „Julian” i w KWK „Kazimierz-Juliusz”). Częściej jednak zmiany struktury następują już na przestrzeni rzędu setek lub dziesiątków metrów (np. w tonsteinach z warstw łaziskich KWK „Jaworzno”, KWK „Siersza”, KWK „Ziemowit”,

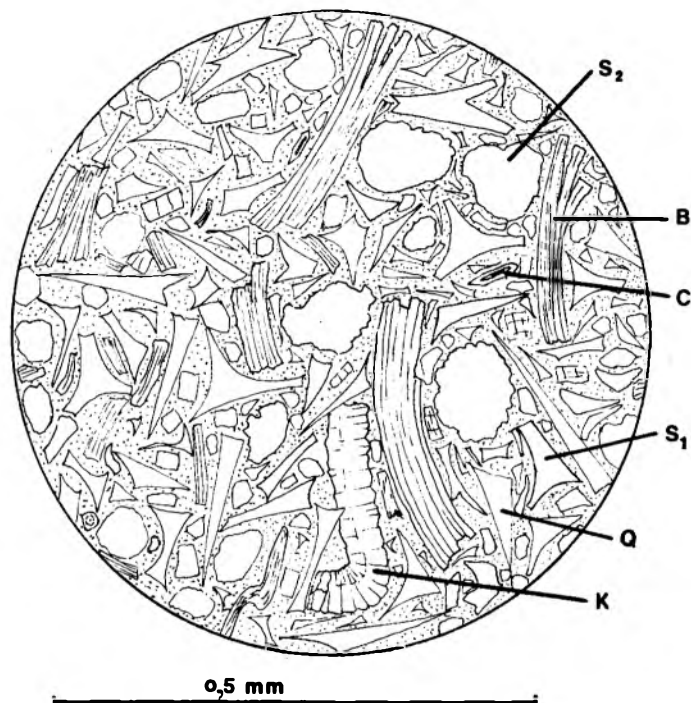


Rys. 6. Zróżnicowanie mikroskopowe tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej: pokład 626, otwór B-242 w KWK „Julian”  
Tonstein złożony biotytowy, K — robakowe i wstęgowe agregaty kaolinitu, Q — pirokwarec, B — biotyt, S — sanidyn

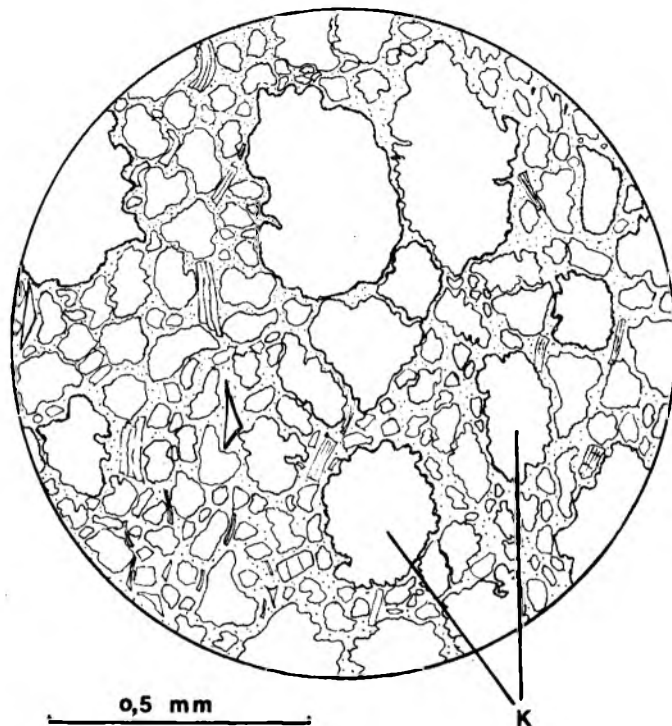


Rys. 7. Zróżnicowanie mikroskopowe tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej. Pokład 610 w KWK „Mysłowice”  
Tonstein złożony wielokładnikowy: K—robakowe agregaty kaolinitu, Q — pirokwarec, B — biotyt, S — sanidyn, A — apatyt, C — cyrkon, F — felsytowy okrusz wulkanitu, L — sferoidalne skupiska prawie izotropowego kaolinitu

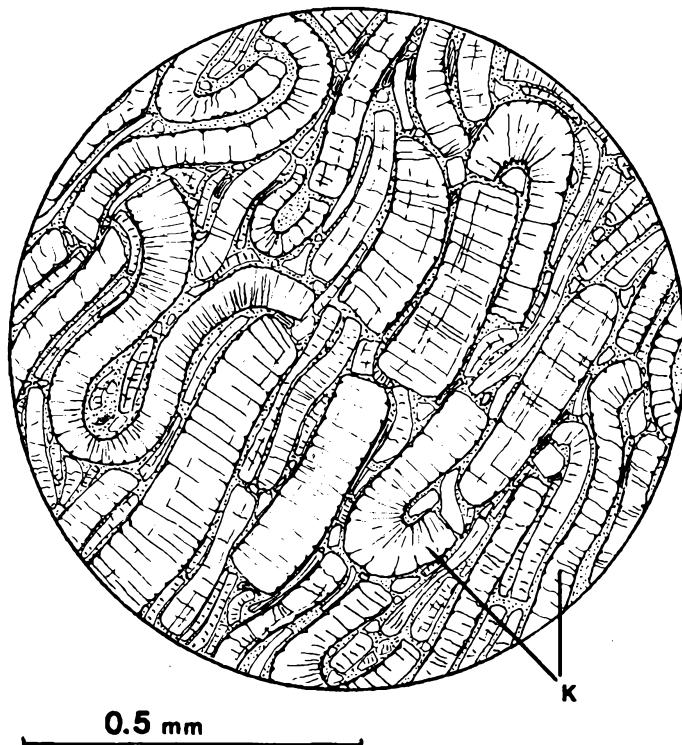




Rys. 8. Zróżnicowanie mikroskopowe tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej. Pokład 324, otwór S-17 w KWK „Wesoła”  
Tonstein złożony azklisty: K — robakowate agregaty kaolinitu, Q — pirokware, S<sub>1</sub> — sferoidalne skupiska azklisty wulkanicznego, B — biotyt, C — cyrkon

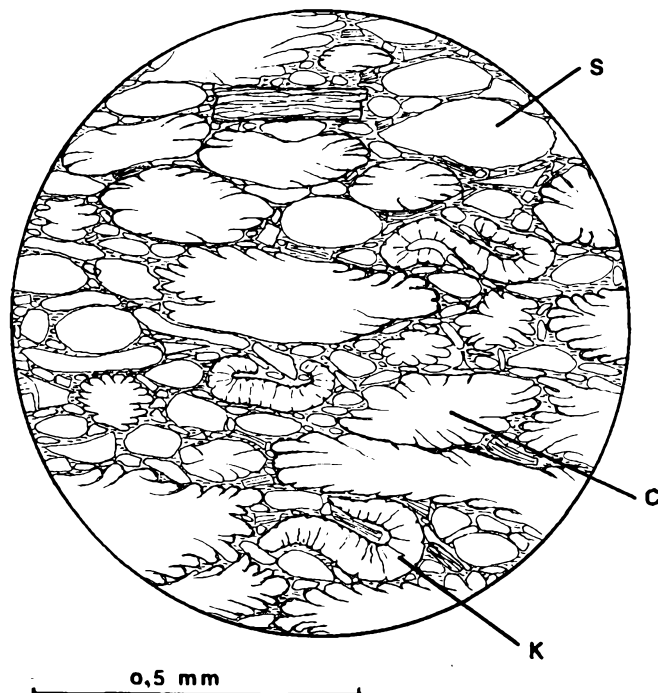


Rys. 9. Zróżnicowanie mikroskopowe tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej. Pokład 301 w KWK „Siersza”  
Tonstein krupowy: K — krupowe, izotropowe skupiska mikrokrystalicznego kaolinitu



Rys. 10. Zróżnicowanie mikroskopowe tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej. Pokład 211, otwór OP-8

Tonstein krystaliczny: K — robakowe i wstęgowe agregaty kaolinitu



Rys. 11. Zróżnicowanie mikroskopowe tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej. Pokład 326 w KWK „Dębieńsko”

Tonstein zlewny: K — robakowe agregaty kaolinitu, C — izotropowe, „chmurzaste” skupiska mikrokryształicznego kaolinitu

KWK „Czeczott”), przy czym z mniejszą zmiennością lateralną wiąże się zwykle mniejsza zmienność wertykalna, a z większą zmiennością lateralną wiąże się także większa zmienność wertykalna. Mimo tej zmienności możliwe jest stwierdzenie dominacji jednej lub dwu struktur, charakteryzujących dany horyzont tonsteinowy (tab. 1). Z tego zastawienia wynika, że tonsteiny serii paralicznej górnośląskiej formacji węglonośnej są najczęściej tonsteinami złożonymi (wg zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera (1951); Schüller, Hoehne (1956)), podczas gdy młodsze stratygraficzne tonsteiny serii limnicznej górnośląskiej formacji węglonośnej to głównie tonsteiny krystaliczne, krupowe i zlewne. Zgodnie zatem ze zmodyfikowaną przez autora klasyfikacją A. Schüllera (1951); Schüller, Hoehne, 1956), tonsteiny serii paralicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego są głównie umiarkowanie skaolinityzowane, podczas gdy tonsteiny serii limnicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego są głęboko skaolinityzowane.

Określenie chemizmu wulkanizmu odpowiedzialnego za dostawę materiałów piroklastycznych do górnośląskiego środowiska węglotwórczego i ewentualne zmiany tego chemizmu w czasie powstawania górnośląskiej formacji węglonośnej mogą być ważną przesłanką do wyjaśnienia przyczyn zaznaczającej się generalnie różnicy stopnia kaolinityzacji osadów tufogenicznych serii paralicznej i serii limnicznej. Kwestię tę poruszyło dotychczas wielu autorów, zwykle jednak marginesowo (Kuhl, 1954; Moore, 1964; Trewin 1968; Price, Duff, 1969; Środoń, 1972; 1976; Parachoniak, Środoń, 1973; Dopita, Králik, 1977; Bouroz i in., 1983; Pawlikowski i in., 1988; Gabzdyl, 1990). Większość autorów sądzi, że źródłem materiałów piroklastycznych był wulkanizm ryolitoidowy (np. Kuhl, 1954; Dopita, Králik, 1977). Bardzo nieliczne są sugestie wskazujące na możliwości zasilania górnośląskiej formacji węglonośnej bardziej zasadowym materiałem piroklastycznym (np. Ryszka, Wilk, 1974; Kuhl, Wilk, 1975). Z danych literaturowych wynika (Moore, 1964; Trewin, 1968; Price, Duff, 1969; Bouroz i in., 1983), że górnokarbońskie formacje węglonośne Europy były zasilane materiałami piroklastycznymi, których skład chemiczny odpowiadał bazaltoidom, andezytoidom, trachitoidom i ryolitoidom, rzadziej kwarcowym ryolitoidom. Jednak w zgodnej opinii większości cytowanych powyżej badaczy największą frekwencję w górnokarbońskich formacjach węglonośnych Europy mają materiały piroklastyczne o składzie chemicznym odpowiadającym ryodacytom i dacytom.

Z chemizmem wulkanizmu powiązany jest charakter erupcji, a tym samym zasięg, uziarnienie, miąższość, skład mineralny i często forma składników wytworzonych horyzontów skał tufitowych. Z danych literaturowych wynika (Ninkovich i in., 1978), że silnie eksplozywny wulkanizm ryolitoidowy może wyprodukować po stronie zawietrznej wulkanu horyzonty skał tufitowych o miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów nawet w odległości prze-

kraczącej 2 tys. km od miejsca erupcji, podczas gdy tej samej miąższości horyzont skał tufitowych po stronie odwietrznej wulkanu powstaje w odległości zaledwie 100 km. Mniej natomiast eksplozywny wulkanizm zasadowy produkuje horyzonty tufitowe podobnej miąższości w znacznie mniejszej odległości od swego źródła, nie przekraczającej zwykle 150 km po stronie zawietrznej wulkanu (Bronsart, 1967). Wyjaśnia to przyczynę zdecydowanie większej frekwencji materiałów piroklastycznych o składzie odpowiadającym ryolitoidom w formacjach węglonośnych Europy i innych kontynentów, mimo powszechnie wiadomej dominacji wulkanizmu zasadowego na powierzchni skorupy ziemskiej. O dużej frekwencji materiałów piroklastycznych, odpowiadających składem ryolitoidom, świadczy pospolita obecność pirokwarcu w bardzo wielu horyzontach skał tufogenicznych górnokarbońskich formacji węglonośnych.

Chemizm wulkanizmu, typ i przebieg erupcji, forma cząstek wytworzonego przez wulkan materiału piroklastycznego, warunki panujące w czasie transportu i depozycji tego materiału (dyferencjacja sedymentacyjna) powodowały wytworzenie się różnic w składzie mineralnym i budowie pierwotnych nagromadzeń, powstałych często w kolejnych, powtarzających się z różnym natężeniem aktach akumulacji. Różnice te najlepiej są widoczne w horyzontach skał tufogenicznych o mniejszym stopniu przekształcenia (np. w tonsteinach złożonych serii paralicznej górnokarbońskiej formacji węglonośnej), bądź też w enklawach mniej zmienionego materiału piroklastycznego, spotykanych szczególnie często w środkowej części grubszych tonsteinów, zwłaszcza gdy horyzont taki występuje wśród skał płonnych przewarstwiających pokład węgla lub gdy znajduje się wśród spągowych czy stropowych ilowców, mułowców i piaskowców. Wskazuje to, że panujące tam warunki fizykochemiczne umożliwiły przetrwanie pierwotnych składników osadu tufogenicznego w stanie mało zmienionym.

Pogłębione studia warunków stabilności minerałów zostały opublikowane przez R. M. Garrelsa i C. L. Christa (1965). Metody obliczeń termodynamicznych dla tych minerałów określił H. C. Helgeson (1969). Korzystając z tych informacji H. Fritz i J. Tardy (1973) zaproponowali interesujący diagram objaśniający warunki stabilności niektórych pospolitych glinokrzemianów oraz kwarcu w warunkach hipergenicznych (rys. 12). Z diagramu tego wynika, że w warunkach środowiska węglotwórczego, o ile pH środowiska nie przekracza wartości 9, rozpuszczalność kwarcu pozostaje niezależna od wartości pH środowiska, zależy natomiast od stężenia krzemionki w roztworze. Jeśli zawartość  $\text{SiO}_2$  w roztworze nie przekroczy 6 ppm, to kwarc jest rozpuszczany aż do nasycenia roztworu. Jeśli rozpuszczona krzemionka będzie odprowadzana sukcesywnie, to proces ten może być bardzo efektywny i prowadzić do bardzo wydatnego zmniejszenia zawartości kwarcu w osadzie. Z diagramu tego można także odczytać, że kwarc może zostać bezpośrednio wyparty przez niektóre



hydromik) i ich transformację. Jednakże o stabilności glinokrzemianu lub kierunku jego transformacji decyduje ostatecznie jednoczesne kształtowanie się poziomu zawartości kilku składników roztworu przenikającego osad tufogeniczny, a zwłaszcza zawartość w roztworze  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}^+$  i  $\text{H}^+$ . Diagram ten nie mówi nic o szybkości i sposobie przebiegu tych reakcji. Dość częsta obecność minerałów ilastych o strukturze mieszanopakietowej w niektórych horyzontach skał tufogenicznych sugeruje jednak, że odbywały się one stopniowo, często za pośrednictwem faz przejściowych (minerały o strukturze mieszanopakietowej) i były wyhamowane w różnych momentach swego rozwoju, równoległe do zmieniających się warunków fizykochemicznych środowiska depozycji i diagenety. Wydaje się, że czynnik czasu również odgrywał w tych procesach ważną rolę. Duża jednolitość składu mineralnego przekształconego osadu tufogenicznego z dominacją określonego minerału ilastego świadczy zatem o utrzymywaniu się przez dostatecznie długi czas stabilnych warunków fizykochemicznych środowiska, w których procesy te przebiegały, umożliwiając uzyskanie przez osad tufogeniczny określonej „dojrzałości” mineralogicznej.

## 7.1. Rezystaty

Zachowane najbardziej odporne na przemiany składniki pierwotnego osadu tufogenicznego można określić mianem rezystatów. W większości horyzontów tonsteinowych górnośląskiej formacji węglonośnej tylko nieliczne pierwotne składniki zdołały przetrwać i zachować swój skład chemiczny oraz strukturę. W wyniku przemian wiele z nich zastąpiły składniki nowo utworzone.

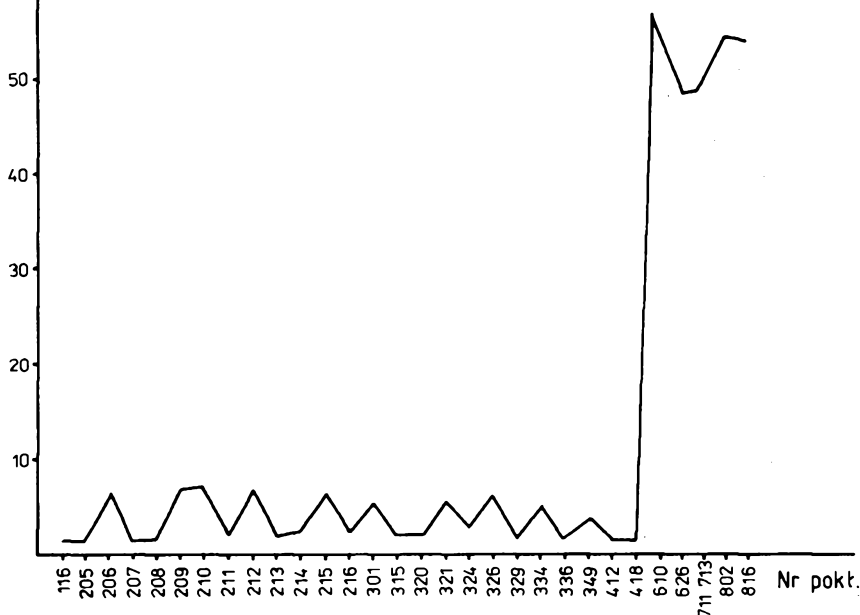
Średnia zawartość rezystatów w tonsteinach Górnośląskiego Zagłębia Węglowego dobrze koreluje z strukturą tonsteinu (tab. 2, rys. 13). W tonsteinach złożonych jest ona największa, osiągając nawet kilkadziesiąt procent objętości skały, podczas gdy w tonsteinach krystalicznych rzadko przekracza kilka procent tej objętości. W tonsteinach krupowych rezystatów jest nieco więcej w porównaniu z tonsteinami krystalicznymi czy zlewnymi, lecz wyraźnie mniej niż w tonsteinach złożonych.

Wertykalnie, w uziarnionych frakcjonalnie horyzontach tonsteinowych największe i często najlepiej zachowane rezystaty występują w przyspągowych, relatywnie najbardziej gruboziarnistych częściach wkładek. W częściach przystropowych wkładek, zwykle bardziej drobnoziarnistych, ilość rezystatów jest mniejsza, a stan zachowania przeważnie gorszy. W tonsteinach zlewnych rezystaty tworzą cienkie, ubogie ilościowo, smużyste skupiska o nieostrzych granicach, układające się zgodnie z stratyfikacją skały, rozmieszczone dość równomiernie w całej jej objętości.

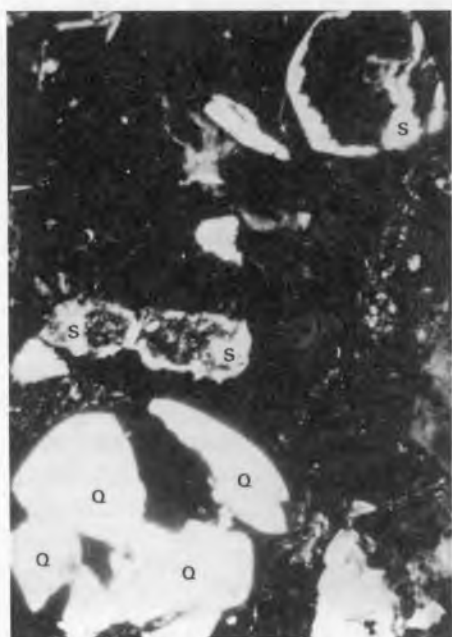
Tabela 2

Zawartość rezystatów w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej (w % obj.)

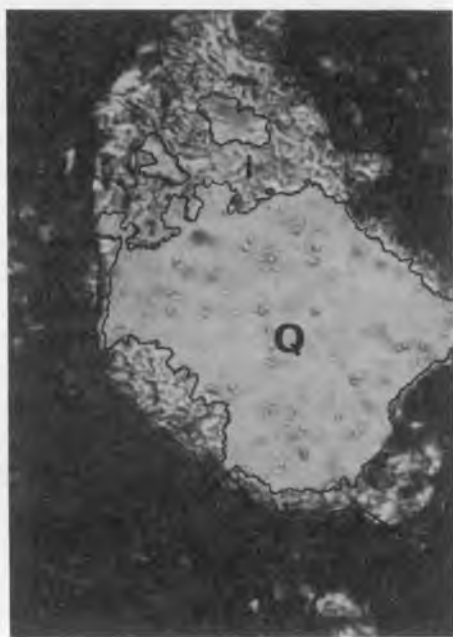
Rezystaty		Średnia zawartość					
		Mikrostruktura tonsteinu (wg zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera, 1951)					
		krystaliczna	krupowa	zlewna	złożona biotytowa	złożona wieloskładnikowa	złożona szklista
Kwarc	średnio odch. stand.	0,8 0,753	2,3 1,427	3,1 1,325	9,4 2,348	14,6 3,751	7,8 2,025
Biotyt	średnio odch. stand.	1,1 0,489	1,8 0,842	1,7 0,935	22,7 1,984	13,9 2,692	9,1 1,956
Sanidyn	średnio odch. stand.	0,2 0,532	2,2 0,638	3,2 0,657	10,1 1,894	15,8 2,102	8,3 2,395
Szklivo wulkaniczne	średnio odch. stand.	—	—	—	3,8 1,571	12,9 2,233	18,5 2,468
Fragmenty wulkanitów	średnio odch. stand.	—	—	—	0,1 0,011	0,1 0,035	—
Minerały ciężkie	średnio odch. stand.	0,7 1,354	0,9 1,290	0,7 1,496	0,8 1,571	0,9 1,323	0,8 1,468
Razem	średnio odch. stand.	2,7 0,831	7,2 1,053	8,7 1,205	46,9 1,672	58,2 2,048	44,5 1,934

REZYSTATY  
[% obj.]

Rys. 13. Zawartość rezystatów w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej (w % obj.)



1



2



3



4



We wkładkach wykazujących lateralną, a niekiedy także wertykalną zmianę struktury, ilość i wielkość rezystatów zmienia się wraz ze zmianą struktury (najwięcej rezystatów w tonsteinach złożonych, najmniej w tonsteinach krystalicznych) oraz stopniem kaolinityzacji tworzącego ją pierwotnie materiału piroklastycznego.

### 7.1.1. Kwarc

Pirogenicność kwarcu z tonsteinów nie budzi już dziś wątpliwości badaczy skał tufoogenicznych formacji węglonośnych (Stach, 1950; Kirsch, Hallbauer, 1960; Králik, 1961; 1963; Mašek, 1963; Bouroz, 1972; Dopita, Králik, 1977; Bouroz i in., 1983). Pokrój kwarcu z tonsteinów wskazuje, że powstał w wyniku termicznej autoklasy gwałtownie schłodzonych w czasie eksplozji wulkanicznej, rozpylonych w powietrzu, fenokryształów pirokwarcu (plansza I, fot. 1, plansza II, fot. 1, 2, rys. 14). Hipotezę K. Hoehnego (1951) — zgodnie z którą drzazgowate, sztyletowate lub igłowate okruchy kwarcu miały powstać w wyniku pęknięcia przesychających amorficznych żeli krzemionkowych — podważyli D. Stöffler (1963) i M. Dopita, a także J. Králik (1977), wykonując liczne pomiary kąta między normalnymi płaszczyznami przełamów a osią optyczną drzazgowatych ziarn kwarcu. Z pomiarów tych wynika, że drzazgowate, sztyletowate i igłowate odłamki kwarcu powstały w wyniku pęknięcia większych kryształów pirokwarcu według płaszczyzn podwójnej piramidy heksagonalnej ( $10\bar{1}1$ ) z wąskimi ściankami słupa heksagonalnego ( $10\bar{1}0$ ) i dołączającymi się ściankami piramidy wtórnej ( $11\bar{2}1$ ). Analogiczne pomiary wykonane przez autora dla niektórych tonsteinów Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wykazały bardzo podobny związek między normalną powierzchnią przełamów a osią optyczną drzazgowatych, sztyletowatych i igłowatych okruchów pirokwarcu (rys. 15), które przeważnie nie wykazują mikroskopowo nawet najmniejszych oznak obtoczenia.

Zawartość i wielkość okruchów pirogenicznego kwarcu koreluje z strukturą zawierającego go tonsteinu (rys. 16). W tonsteinach złożonych jest go najwięcej (5,6—18,3% obj.), przy czym w tonsteinach złożonych wieloskładnikowych zawartość ta oscyluje w pobliżu górnej granicy przedziału, natomiast

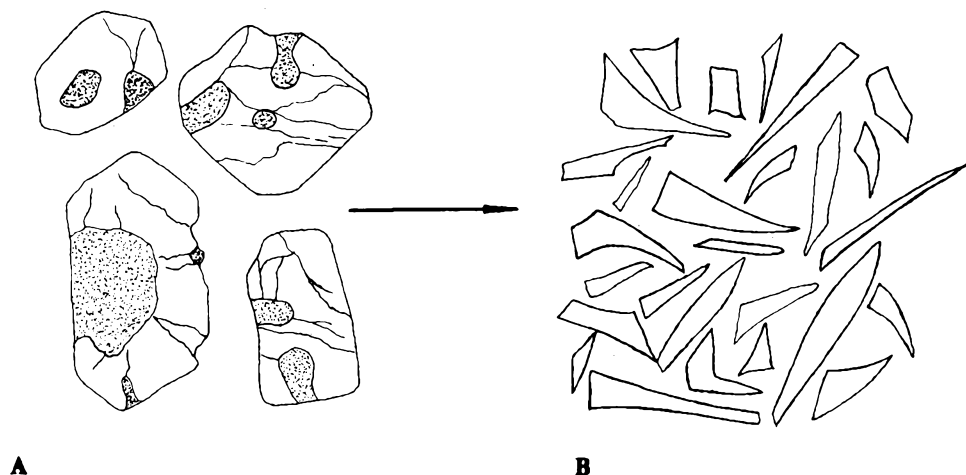
---

← Fot. 1. Kaolinityzacja sanidynu (S) w tufie występującym w pobliżu pokładu 328, rozdzielającym westfal A i westfal B. W lewym dolnym rogu: silnie spękany pirokwarc (Q). Pow. 50 ×. Nikole skrzyżowane. Otwór MB-21, pr. 37

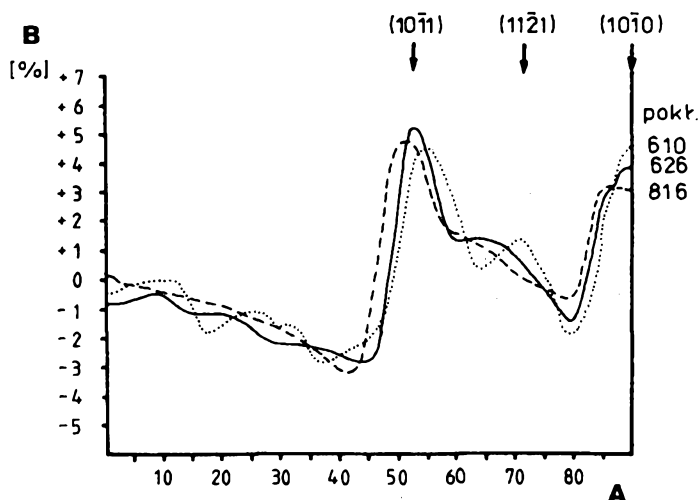
Fot. 2. Zastępowanie kwarcu (Q) illitem (I). Pow. 50 ×. Nikole skrzyżowane. Otwór B-296, pr. 21

Fot. 3. Zastępowanie kwarcu (Q) illitem (I). Pow. 50 ×. Nikole skrzyżowane. Otwór G-952, pr. 7

Fot. 4. Zastępowanie kwarcu (Q) illitem (I). Pow. 50 ×. Nikole skrzyżowane. KWK „Jaworzno”, tonstein z pokładu 324

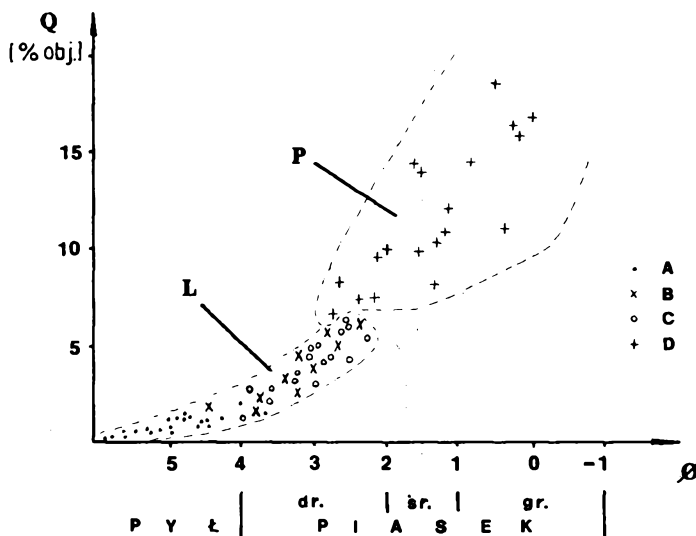


Rys. 14. Pokrój ziarn pirokwarcu z tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej  
A — ziarna pirokwarcu przed termiczną autoklazą, B — drzazgowate, sztyletowate i igłowate pirokwarcze powstałe wskutek termicznej autoklasy pirokwarcu A



Rys. 15. Związek osi optycznej i normalnych płaszczyzn przełamu ziarn pirokwarcu z tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej  
A — kąt zawarty między osią optyczną i normalną powierzchni przełamu pirokwarcu,  
B — odchylenie od izotropii

w tonsteinych złożonych biotytowych i szklistych mieści się przeważnie bliżej dolnej granicy tego przedziału. Jednocześnie w tonsteinach złożonych wieloskładnikowych okruchy pirokwarcu są największe i mieszczą się często we frakcji średnio i gruboziarnistego piasku. W tonsteinach krystalicznych zawartość i równocześnie wielkość okruchów pirogenicznego kwarcu jest najmniejsza.



Rys. 16. Zawartość i wielkość ziarn pirokwarcu w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej

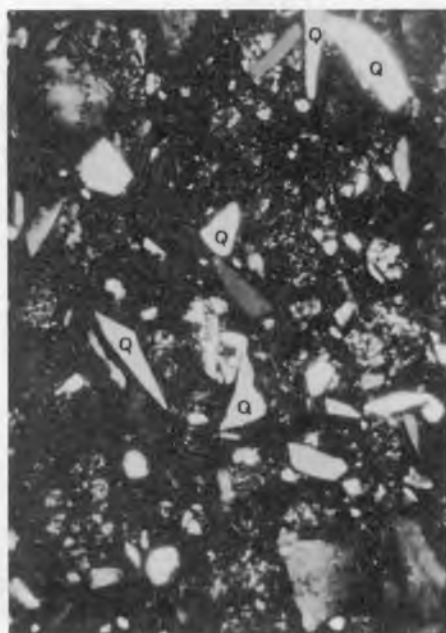
Q — pirokwarc (w % obj.), L — tonsteiny głęboko skaolinityzowane, najczęściej występujące w serii limnicznej, A — tonsteiny krystaliczne, B — tonsteiny zlewne, C — tonsteiny krupowe, P — tonsteiny umiarkowanie skaolinityzowane, najczęściej występujące w serii paralicznej, D — tonsteiny złożone

Dominująca ilościowo pyłowa frakcja okruchów tego minerału mieści się w bardzo wąskim przedziale 0,4—1,7% obj. W tonsteinach zlewnych pirogenicznego kwarcu jest więcej, a przedział zawartości jest względnie szeroki i wynosi 1,3—6,8% obj. Wielkość ziarn pirokwarcu także jest większa i mieści się we frakcji drobnoziarnistego piasku. W tonsteinach krupowych zawartość i wielkość ziarn pirokwarcu jest podobna do tonsteinów zlewnych<sup>1</sup>.

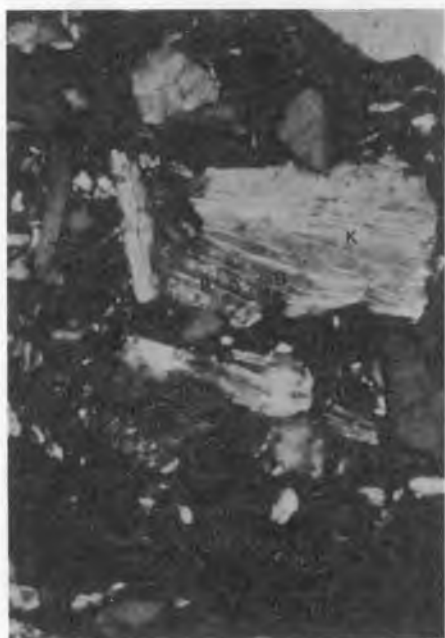
<sup>1</sup> Porównując wyniki analiz mikrometrycznych i rentgenograficznych różnych strukturalnie tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej zauważono zastanawiającą sprzeczność uzyskiwanych rezultatów, polegającą na wykazywaniu metodą optyczną kontrastowo mniejszej zawartości kwarcu. Przypadki takie były szczególnie częste w tonsteinach krystalicznych, w których metodą optyczną wykazano 0,4—1,7% obj. kwarcu, podczas gdy w tych samych próbkach zawartość kwarcu ustalona metodą rentgenograficzną sięgała kilkunastu procent (maksymalnie 13,5%, rys. 17). Przyjęto tezę, że obok kwarcu dostrzegalnego mikroskopowo w skałach tych występuje także, niekiedy w dużej ilości, niewidoczny mikroskopowo kwarc mikrokrystaliczny. Próba jego separacji i identyfikacji standardowymi technikami mikroskopii elektronowej nie dała oczekiwanego rezultatu. Preparacja próbek polegająca na wygrzewaniu w atmosferze powietrza w temperaturze 300°C w celu usunięcia cząstek węgla, proszkowanie, ultradźwiękowa dyspersja ziarn, sedymentacja metodą suspensyjną na błonkach węglowych oraz cieniowanie Pt/C nie pozwoliło na mikroskopowe udokumentowanie postaci tego kwarcu. Należy przypuszczać, że ukrywa się on wśród pakietów kaolinitu i skuteczna separacja wymagałaby wypracowania specjalnych technik preparacji próbek.



1



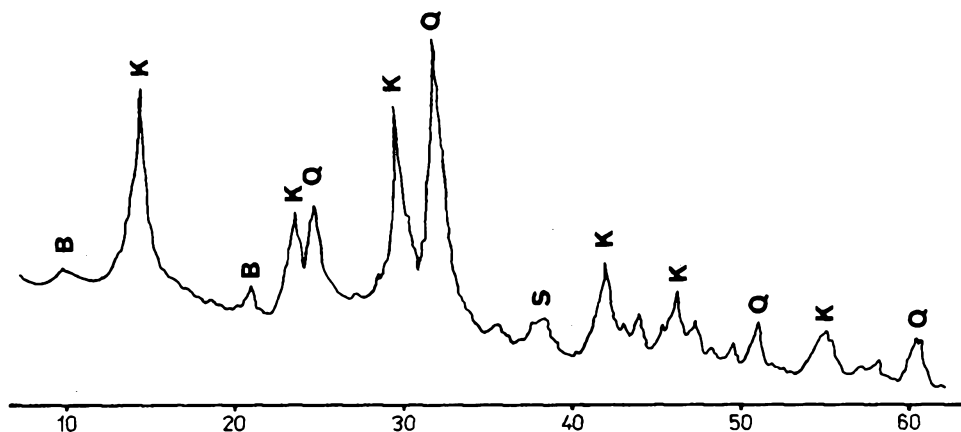
2



3



4



Rys. 17. Dyfraktogram tonsteinu z pokładu 208 KWK „Jaworzno”

Q — kwarc, K — kaolinit, B — biotyt, S — syderyt

Uwagę przyciąga nie tylko zmiana wielkości i ilości, lecz także dominującego pokroju oraz wyrazistości konturów ziarn pirokwarcu zachodząca wraz ze zmianą struktury tonsteinów występujących w górnośląskiej formacji węglonośnej. W tonsteinach złożonych dominują pirokwarce o pokroju sztyletowatym, igłowatym lub drzazgowatym, ostro odcinające się od tła (plansza 2, fot. 1, 2). W tonsteinach krystalicznych, krupowych i zlewnych ziarna pirokwarcu są mniej kanciaste, bardziej obłe, o nieostrych, „rozpływających się” w tle konturach.

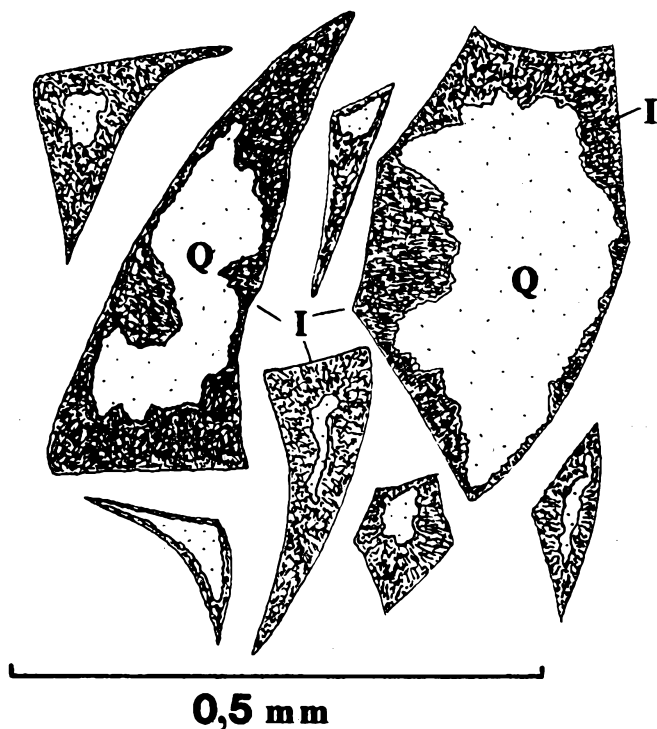
Wśród badaczy skał tufogenicznych lansowano tezę, że kwarc pirogeniczny, oprócz minerałów ciężkich, należy do nielicznych pierwotnych składników tonsteinów, które w wyniku dużej odporności na przemiany w warunkach hipergenicznych praktycznie nie ulegają rozpuszczaniu lub przebudowie w warunkach fizykochemicznych środowiska węglotwórczego, a ich obecna zawartość jest pierwotną zawartością tych składników w osadzie tufogenicznym (Moore, 1964; Brousse, 1975; Dopita, Králik, 1977). Jednak obserwowane w niektórych tonsteinach złożonych wieloskładnikowych serii paralicznej i limnicznej górnośląskiej formacji węglonośnej (np. tonstein z pokładu 816 lub 207) zjawisko illityzacji kwarcu wyraźnie przeczy tej tezie (rys. 18).

← Fot. 1. Drzazgowate i sztyletowate pirokwarce (Q) w tonsteinie złożonym wieloskładnikowym z pokładu 610 KWK „Milowice”. Pow. 25 ×. Nikole skrzyżowane

Fot. 2. Drzazgowate i sztyletowate pirokwarce (Q) w tonsteinie złożonym wieloskładnikowym z pokładu 816. Otwór G-952, KWK „Kazimierz-Juliusz”. Pow. 25 ×. Nikole skrzyżowane

Fot. 3. Skaolinityzowany biotyt w tonsteinie złożonym biotytowym z pokładu 626. Otwór B-246, KWK „Julian”. Pow. 50 ×. Nikole skrzyżowane

Fot. 4. Skaolinityzowany biotyt w tonsteinie złożonym biotytowym z pokładu 713—711 KWK „Anna”. Pow. 50 ×. Nikole skrzyżowane



Rys. 18. Illityzacja pirokwarcu w tonsteinach umiarkowanie skaolinityzowanych górnośląskiej formacji węglonośnej  
Q — pirokwarc, I — illit

Illityzację kwarcu obserwowano tylko w sytuacjach, gdy horyzont tonsteinowy opuszczał pokład węglowy i znajdował się wśród stropowych lub spągowych skał płonnych, przy czym zawartość kaolinitu w tonsteinie wyraźnie się wówczas zmniejszała na rzecz wzrostu zawartości minerałów ilastych o strukturze mieszanopakietowej, głównie leverrierytu (plansza I, fot. 2—4). Przeczy tej tezie także porównanie wyników analiz mikrometrycznych próbek tonsteinu występującego w pokładzie 207 KWK „Jaworzno” (tab. 3), stwierdzonego otworem G-5d (Łapot, Janeczek, 1987). Natrafiono tam na niewielką nodularną enklawę mniej zmienionego materiału piroklastycznego, o nieostrych, gradacyjnych granicach i rdzawej barwie, tkwiącą w środkowej części wkładki. Mikroskopowe porównanie jakościowego i ilościowego składu mineralnego enklawy z jej silniej zmienionym otoczeniem wskazuje na znaczący ubytek rezystatów, w tym i pirokwarcu, powiązany z przekształceniem się struktury tonsteinu: złożonej wieloskładnikowej w enklawie i krystalicznej w jej otoczeniu.

Tabela 3

Analiza mikrometryczna tonsteinu z pokładu 207 KWK „Jaworzno”  
(otwór bad. G-5d, W. Łapot, J. Janeczek, 1987) (% obj.)

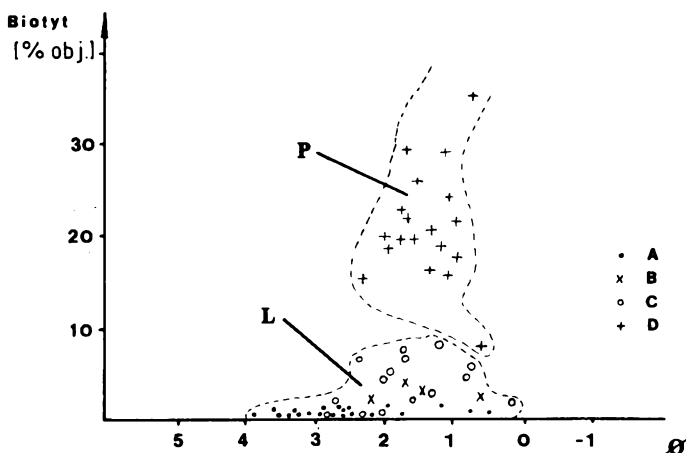
Składniki	Enklawa mało zmienionego materiału piroklastycznego w środkowej części wkładki	Silnie zmienione otoczenie enklawy z środkowej części wkładki
Kwarc	13,8	1,4
Biotyt	14,2	2,8
Sanidyn	14,5	0,2
Szklivo wulkaniczne	12,7	—
Fragmenty wulkanitów	—	—
Cyrkon	0,5	0,6
Apatyt	0,3	0,4
Rezystaty razem:	56,0	5,4
Kaolinit	32,1	91,1
Illit	7,2	—
Haloizyt	1,8	0,5
Minerały ilaste razem:	41,1	91,6
Minerały węglanowe	0,5	0,6
Substancja węglowa	2,4	2,4

### 7.1.2. Biotyt

Jest to jedyny reprezentant tyszczyków w pierwotnym materiale pirogenicznym. Różni to wkładki tufogeniczne formacji węglonośnych od innych skał płonnych, w których obok biotyту występuje także pospolicie muskowit.

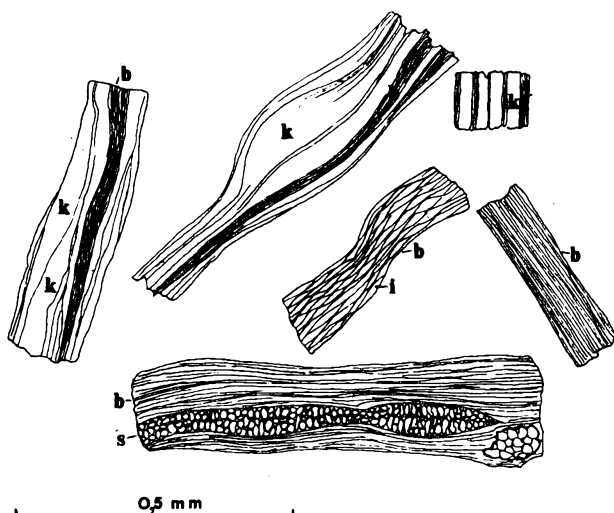
Stan zachowania i zawartość biotyту w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej zmienia się wraz z ich strukturą (rys. 19). Przyciągające uwagę, najlepiej zachowane, blaszki biotyту występują w tonsteinach złożonych biotytowych. Jest ich tam jednocześnie najwięcej, nawet około 30% obj. skały. Uboższe w ten minerał są tonsteiny złożone wieloskładnikowe, w których zawartość biotyту nie przekracza zwykle 20% obj. skały oraz tonsteiny złożone szkliste, w których biotyту jest około 10% obj. skały. Najuboższe w ten minerał są tonsteiny krystaliczne (2—3% obj. skały). Nieco więcej zachowanego biotyту jest w tonsteinach krupowych i zlewnych (do 10% obj. skały). Jednocześnie w tonsteinach głęboko skaolinityzowanych biotyt mikroskopowo wykazuje oznaki daleko posuniętych przemian (rys. 20).

Świeżo wyglądające, często automorficzne pakiety biotytowe z oznakami „korozi” magmowej wyróżniają się mikroskopowo intensywnym brunatno-rdzawym lub kasztanowym pleochroizmem i równomierną, silną dwójłomno-



Rys. 19. Zawartość biotytu w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej

L — tonsteiny głęboko skaolinityzowane, najczęściej występujące w serii limnicznej, A — tonsteiny krystaliczne, B — tonsteiny zlewne, C — tonsteiny krupowe, P — tonsteiny umiarkowanie skaolinityzowane, najczęściej występujące w serii paralicznej, D — tonsteiny złożone

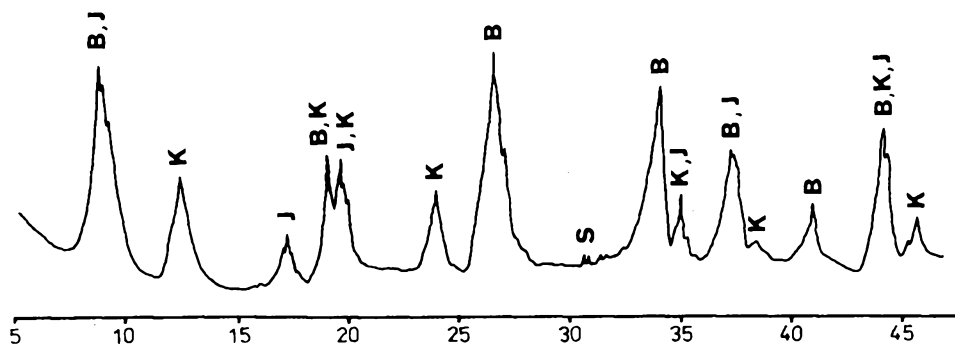


Rys. 20. Kaolinityzacja biotytu w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej

k — kaolinit, b — biotyt, i — illit, s — syderyt



ścią całego przekroju. Pierwsze zauważalne mikroskopowo przemiany biotytu zaznaczają się zwykle poprzez wystąpienie na powierzchni przekroju plamistych stref obniżonej dwójłomności skorelowanych z strefami obniżonej intensywności pleochroizmu. Mikroobszary te przeważnie układają się wzdłuż płaszczyzn łupliwości (001) oraz wzdłuż krawędzi blaszek. Rentgenograficznie



Rys. 21. Dyfraktogram biotytu wyseparowanego z tonsteinu z pokładu 626 KWK „Julian”  
B — biotyt, K — kaolinit, I — illit, S — syderyt

Tabela 4

Analiza rentgenograficzna biotytu wyseparowanego z tonsteinu  
z pokładu 626 KWK „Julian”

Biotyt mało zmieniony			Biotyt silnie zmieniony		
d(Å)	I	Mineral	d(Å)	I	Mineral
10,31	9	biotyt, illit	10,01	6	biotyt, illit
7,15	5	kaolinit	7,14	8	kaolinit
5,03	2	illit	4,60	5	kaolinit, biotyt
4,60	6	biotyt/kaolinit	4,46	6	kaolinit, illit
4,47	5	illit, kaolinit	3,57	8	kaolinit
3,57	4	kaolinit	3,36	6	biotyt
3,36	9	biotyt	3,32	1	illit
3,32	3	illit	2,81	3	syderyt
2,615	8	biotyt, illit	2,621	4	biotyt, illit
2,561	4	kaolinit, illit	2,564	6	kaolinit, illit
2,428	6	biotyt, illit	2,420	3	biotyt, illit
2,347	1	kaolinit	2,347	2	kaolinit
2,173	3	biotyt	2,173	1	biotyt
2,005	6	biotyt, kaolinit, illit	2,137	2	syderyt
			2,011	6	kaolinit, biotyt, illit
1,993	2	kaolinit			
1,807	1	biotyt	1,993	4	kaolinit
1,526	4	biotyt, illit	1,526	2	biotyt, illit

biotyt taki wykazuje już obecność słabych refleksów pochodzących od illitu, kaolinitu lub leverrierytu (tab. 4, rys. 21). Dalej posunięte przemiany ujawniają się optycznie obniżeniem dwójłomności i pleochroizmu w przeważającej części przekroju oraz „spęcznieniem” pakietu biotytowego, spowodowanym „rozrastaniem się” kosztem biotytu luźniejszych struktur illitu, kaolinitu czy minerałów o strukturze mieszanopakietowej (rys. 20, plansza II, fot. 3, 4). Często nierównomierne „spęcznienie” biotytu bywa wyraźnie znaczone zawiłym przebiegiem sznureczkowatych, drobnodispersyjnych skupień tlenków żelaza i minerałów węglanowych (syderyt, ankeryt, dolomit, magnezyt). Żelazo i magnez związane w tych fazach pochodzą zapewne z ulegającego przemianom biotytu. Rentgenograficznie, zmieniony w takim stopniu biotyt wykazuje obecność silnych refleksów pochodzących od kaolinitu i znacznie słabszych, pochodzących od minerałów węglanowych (tab. 4, rys. 21). W najsilniej zmienionych, nieomal całkowicie skaolinityzowanych blaszkach tylko sporadycznie udaje się mikroskopowo wyróżnić relikty biotytu charakteryzujące się znacznie obniżoną dwójłomnością, wyblakłymi barwami pleochroicznymi i niższym reliefem w porównaniu z świeżo wyglądającym biotytem. Granice reliktyw z otaczającym kaolinitem są nieostre, gradacyjne, często strzępiaste. Całkowicie skaolinityzowane biotyty, spotykane głównie w tonsteinach krystalicznych, są mikroskopowo jednorodne. Od pozostałych form występowania kaolinitu różni je częsta obecność drobnodispersyjnego, rdzawego pigmentu związków żelaza, nagromadzonego wzdłuż płaszczyzn łupliwości istniejących uprzednio w skaolinityzowanym biotycie.

Wielkość blaszek biotytu jest dość podobna we wszystkich różniących się strukturalnie tonsteinach i mieści się w przedziale 0,1—0,8 mm, rzadko przekraczając 1,0—1,2 mm (rys. 19). W tonsteinie z pokładów 711—713 niecki jejkowickiej pojedynczo tylko napotymano blaszki biotytu o wielkości przekraczającej 2,0 mm.

### 7.1.3. Sanidyn

W tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej stwierdzono obecność sanidynu, ortoklazu i plagioklazów kwaśnych oraz zasadowych, w tym anortytu (Kuhl, 1960; 1972; 1975; Kuhl, Wilk, 1975; Łabuś, Chodyncka, 1984; Ryska, Gabzdyl, 1986; Gabzdyl, 1984; 1990). Jednak podczas badań przeprowadzonych przez autora nie natrafiono na ortoklaz i plagioklasy. Wyniki pomiarów optycznych dobrze zachowanych ziarn skaleni wyseparowanych z tonsteinów złożonych wieloskładnikowych i biotytowych oraz ich dane rentgenograficzne wskazują (tab. 5, 6), że jest to sanidyn wysokotemperaturowy. Zwraca również uwagę duże podobieństwo danych optycznych sanidynu

Tabela 5

Własności optyczne sanidynu z tonsteinów górnosławskiej formacji węglonośnej

Cecha optyczna	Tonstein z pokładu 816	Tonstein z pokładu 802	Tonstein z pokładu 626	Tonstein z pokładu 610
Współczynnik załamania światła	1,523—1,530	1,522—1,529	1,523—1,531	1,521—1,528
Dwójtomność	0,007	0,007	0,008	0,007
2V <sub>α</sub>	8—12°	6—12°	6—18°	4—16°
Plaszczyzna osi optycznych równoległa do:	010	010	010	010
Znak optyczny	ujemny	ujemny	ujemny	ujemny
Wygaszanie $x/\alpha$ na ścianie (010)	6—10°	7—9°	7—11°	6—9°

po pochodzącego z różnych horyzontów tonsteinowych górnosławskiej formacji węglonośnej (tab. 5). Warto podkreślić, że w tonsteinach czemosłowackiej części Górnosławskiego Zagłębia Węglowego jedynym stwierdzonym reprezentantem skaleni jest sanidyn (Králík i in., 1972; Dopita, Králík, 1977).

Zawartość i stan zachowania ziarn sanidynu w tonsteinach górnosławskiej formacji węglonośnej zmienia się wraz z ich strukturą (rys. 22). Większe ilości sanidynu stwierdzono jedynie w tonsteinach złożonych, głównie wieloskładnikowych i biotytowych. W pozostałych jest go niewiele, zwykle poniżej

Tabela 6

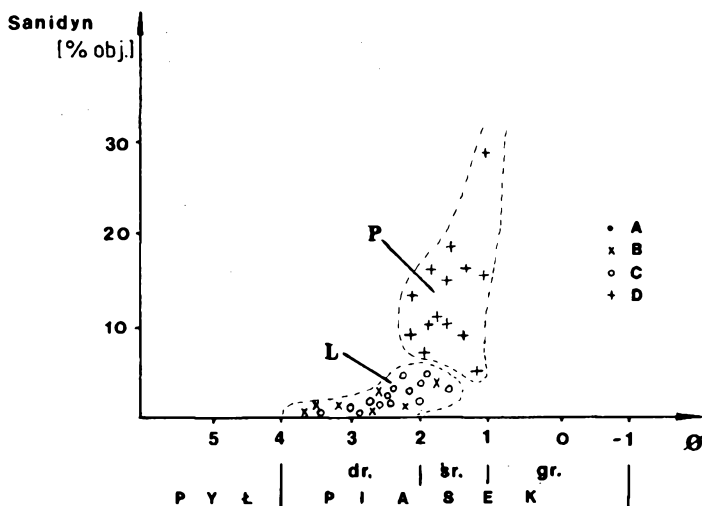
Analiza rentgenograficzna sanidynu wyseparowanego  
z tonsteinów górnosławskiej formacji węglonośnej

Tonstein z pokładu 816		Tonstein z pokładu 802		Tonstein z pokładu 626		Tonstein z pokładu 610	
d(A)	I	d(A)	I	d(A)	I	d(A)	I
4,23	5 S	7,14	3 K	4,23	4 S	7,15	2 K
3,99	2 S	4,36	1 K	3,99	2 S	4,46	2 K/I
3,83	7 S	4,23	3 S	3,83	6 S	4,36	1 K
3,70	1 S	3,99	1 S	3,70	1 S	4,23	1 S
3,37	8 S	3,83	5 S	3,37	7 S	3,99	1 S
3,29	5 S	3,57	3 K	3,29	4 S	3,83	2 S
3,24	10 S	3,37	4 S	3,24	9 S	3,57	2 K
3,23	3 S	3,29	3 S	3,23	2 S	3,37	3 S
3,03	3 S	3,24	8 S	3,03	2 S	3,29	2 S
2,52	1 S	3,23	1 S	2,52	1 S	3,24	8 S
2,15	1 S	3,03	1 S	2,15	1 S	3,23	1 S
		2,49	3 K			2,56	2 K/I
		2,34	2 K			2,49	2 K
						2,34	1 K

S — refleks sanidynu,

K — refleks kaolinitu,

K/I — refleks leverrierytu



Rys. 22. Zawartość i wielkość ziarn sanidynu w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej  
 L — tonsteiny głęboko skaolinityzowane, najczęściej występujące w serii limnicznej, A — tonsteiny krystaliczne, B — tonsteiny zlewne, C — tonsteiny krupowe, P — tonsteiny umiarkowanie skaolinityzowane, D — tonsteiny złożone

8—10% obj. skały i wykazuje przeważnie oznaki kaolinityzacji o różnym stopniu zaawansowania. W tonsteinach krystalicznych sanidyn napotymano tylko incydentalnie, natomiast w tonsteinach złożonych sanidyn przeważa ilościowo nad pirokwarcem, w tonsteinach krupowych i zlewnych zaznacza się ich chwiejna równowaga, a w tonsteinach krystalicznych pirokwarc już przeważa ilościowo nad sanidynem.

Świeżo wyglądające, kanciaste ziarna sanidynu spotykano tylko w środkowej części grubszych horyzontów tonsteinów złożonych, głównie wieloskładnikowych, występujących wśród skał płonnych rozdzielających pokłady węgla (np. w tonsteinie z pokładu 326 KWK „Dębieńsko”). W tych samych horyzontach tonsteinowych, występujących w pokładzie węgla jako wkładka, stan zachowania sanidynu wyraźnie się pogarszał. Mikroskopowo zmiany te polegały na silnym wzroście stopnia zmętnienia ziarn, połączonym z plamistym lub ogólnym obniżeniem się dwójłomności i sektorowo-plamistym wzrostem wysokości reliefu. Rentgenograficznie, zmieniony w takim stopniu sanidyn wykazuje obecność refleksów pochodzących od kaolinitu i niekiedy znacznie słabszych refleksów pochodzących od leverrierytu (tab. 6).

Wielkość ziarn sanidynu z różniących się strukturalnie tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej jest dość podobna i mieści się w obrębie frakcji drobno- i średnioziarnistego piasku. Tylko nieliczne ziarna odpowiadają wielkością frakcji gruboziarnistego piasku (rys. 22).

### 7.1.4. Minerály ciężkie

Zespół minerałów ciężkich tonsteinów silezu jest bardzo ubogi. W skład przezroczystej części frakcji ciężkiej wchodzi cyrkon i apatyt (tab. 7). Z analizy ilościowej wynika, że we wszystkich różniących się strukturalnie tonsteinach zawartość minerałów ciężkich jest podobna i niezależna od stopnia przemiany pierwotnego materiału piroklastycznego (rys. 23). Wskazuje to na brak istotnego zróżnicowania pierwotnych źródeł zasilania utworów namuru i west-falu materiałem piroklastycznym na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz na dużą odporność tych minerałów na przemiany.

Tabela 7

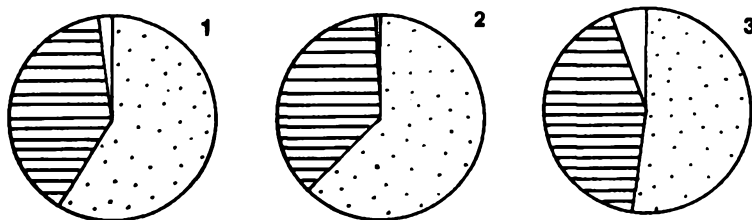
Minerály ciężkie w różniących się strukturalnie tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej

Mikrostruktura tonsteinu	Średnia zawartość minerałów ciężkich (% obj.)	Skład frakcji niemagnetycznej (% obj.)	Elongacja	Maksymalna wielkość kryształów (mm)
Tonsteiny złożone	0,87 odch. stand. 1,4	cyrkon 61,1 apatyt 38,2 inne 0,7	cyrkon 3,1 apatyt 2,8	cyrkon 0,31 apatyt 0,40
Tonsteiny krupowe	0,91 odch. stand. 1,3	cyrkon 48,5 apatyt 50,9 inne 0,6	cyrkon 2,9 apatyt 2,7	cyrkon 0,48 apatyt 0,42
Tonsteiny kry- staliczne	0,75 odch. stand. 1,3	cyrkon 52,6 apatyt 47,1 inne 0,3	cyrkon 3,0 apatyt 2,8	cyrkon 0,32 apatyt 0,46
Tonsteiny zlewne	0,70 odch. stand. 1,5	cyrkon 56,7 apatyt 43,3 inne —	cyrkon 3,0 apatyt 2,9	cyrkon 0,29 apatyt 0,51

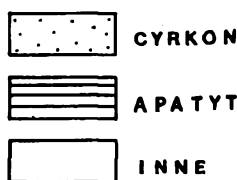
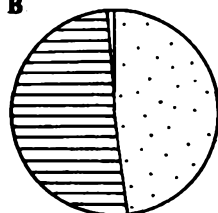
O wulkanicznym pochodzeniu cyrkonu z tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej świadczy charakterystyczna dla skał wulkanicznych elongacja tego minerału (tab. 7), wysoki stopień automorfizmu kryształów, liczne inkluzje, częsta budowa pasowa, brak śladów obtoczenia oraz mały udział kryształów przełamanych (rys. 24). Mineral ten jest ważnym nośnikiem pierwiastków promieniotwórczych w osadzie tufogenicznym, na co wskazuje gruba aureola wzmocnionego pleochroizmu wokół wrostków cyrkonu w biotycie oraz izotropizacja niektórych jego ziarn.

Apatyt, podobnie jak cyrkon, jest minerałem pochodzenia wulkanicznego. Świadczy o tym wysoki stopień automorfizmu, niewielki udział kryształów uszkodzonych, brak oznak obtoczenia oraz jednorodna budowa wnętrza (rys. 25). Mineral ten jest także pospolitym wrostkiem w biotycie.

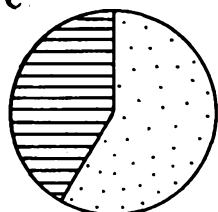
A



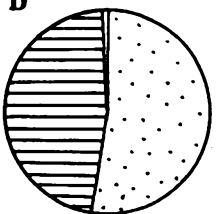
B



C



D



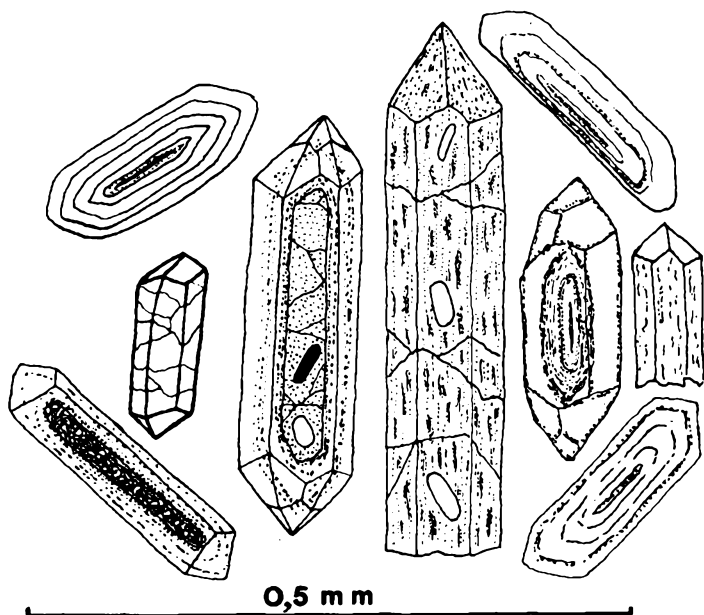
Rys. 23. Minerale ciężkie w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej (w % obj.)

A — tonsteiny złożone: 1-biotytowe, 2-wieloskładnikowe, 3-azkliste,  
B — tonsteiny krupowe, C — tonsteiny zlewne, D — tonsteiny krystaliczne

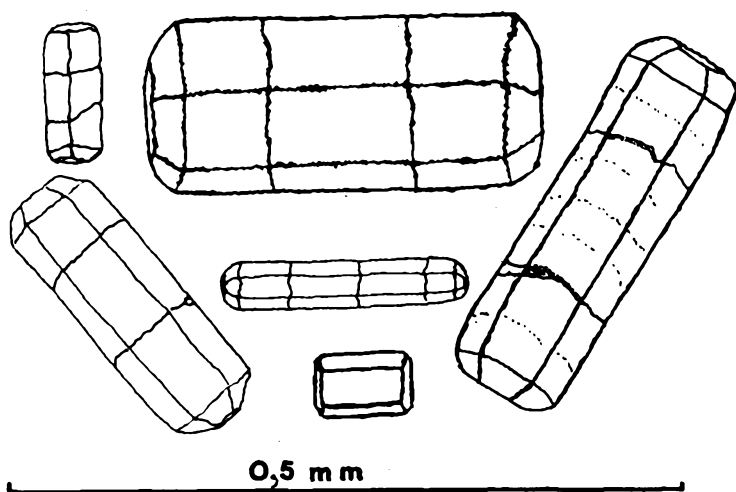
W nielicznych tonsteinach napotymano pojedyncze ziarna turmalinu, rutylu i granatu. Obecność tych minerałów uznano za świadectwo słabego zanieczyszczenia niektórych horyzontów tonsteinowych materiałem epiklastycznym.

### 7.1.5. Szekliwo wulkaniczne

Jest to nietrwały, łatwo ulegający przemianom składnik materiału piroklastycznego. Podczas halmyrolizy lub aquatolizy wykazuje dużą podatność na rozpuszczanie lub przeobrażanie się w minerały ilaste (montmorillonit, minerały o strukturze mieszanopakietowej) i zeolity (np. filipsyt). Toteż na dobrze zachowane okruchy szekliwa wulkanicznego natrafiano w tonsteinach górno-



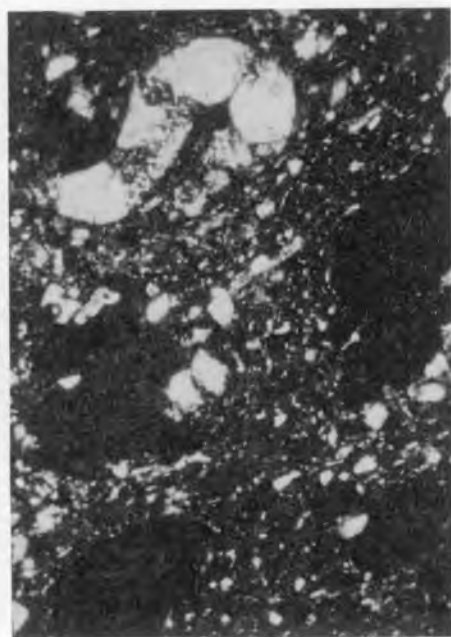
Rys. 24. Pokrój cyrkonu z tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej



Rys. 25. Pokrój apatytu z tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej



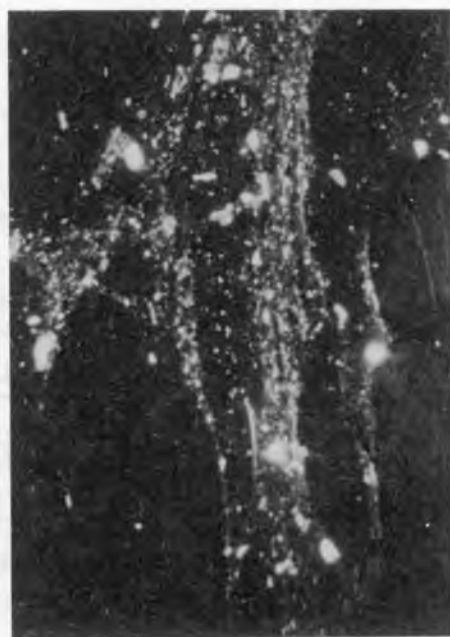
1



2



3

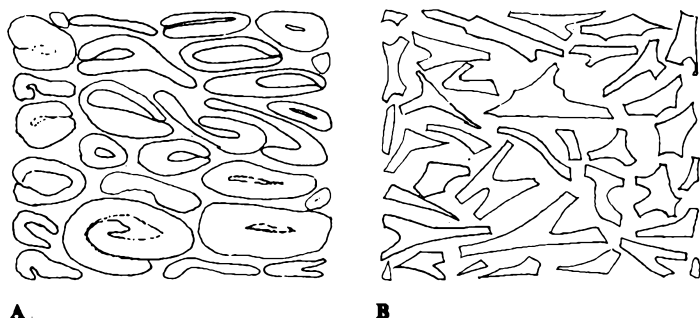


4



śląskiej formacji węglonośnej rzadko, przeważnie w tonsteinach złożonych (plansza III, fot. 1).

Szklivo wulkaniczne występuje w tych skałach w formie nieco wydłużonych strzępów, często silnie plastycznie powyginanych lub zwiniętych globularnie, bądź też w postaci ostrokrawędzistych okruchów przypominających formą drukowane litery T, X i Y (rys. 26). Drzazgowate okruchy szkliva wulkanicznego powstały prawdopodobnie w wyniku termicznej autoklasy większych, przechłodzonych w powietrzu cząstek szkliva, natomiast okruchy obłe mają wygląd zbliżony do peleitu (plansza IV, fot. 1, 2). Przypadkowo natrafiono także na dość duże (do 2,5 mm średnicy), elipsoidalne lub globularne skupiska szkliva wykazujące oznaki silnego spienienia (liczne, drobne pęcherzyki pogazowe).



Rys. 26. Szkliwo wulkaniczne z tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej

A — okruchy globularne, B — okruchy drzazgowate

Z analizy mikroskopowej wynika, że jest to szkliwo obsydianowe, w którym tylko sporadycznie występują w większej ilości drobne wrostki, podkreślające rozmieszczeniem fluidalną teksturę strzępów. Pomiary współczynnika załamania światła kilkudziesięciu okruchów szkliva, z różnych tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej pokazały, że mieści się on w przedziale od 1,471 do 1,512 (tab. 8). Taka wartość współczynnika odpowiada szkliwu glinokrzemianowemu. Największe wartości współczynnika załamania światła

Fot. 1. Obły okruch szkliva wulkanicznego w tonsteinie złożonym z pokładu 610 KWK „Mysłowice”. Pow. 25×. Nikole skrzyżowane.

Fot. 2. Skupiska mikrokrystalicznego kaolinitu w tonsteinie krupowym z pokładu 215. Otwór MB-85, pr. 19. W lewym górnym rogu: robakowaty agregat kaolinitu. Pow. 40×. Nikole skrzyżowane.

Fot. 3. „Krupy” kaolinitowe w tonsteinie krupowym z pokładu 212. Otwór OP-8, pr. 6. Pow. 25×. Nikole skrzyżowane.

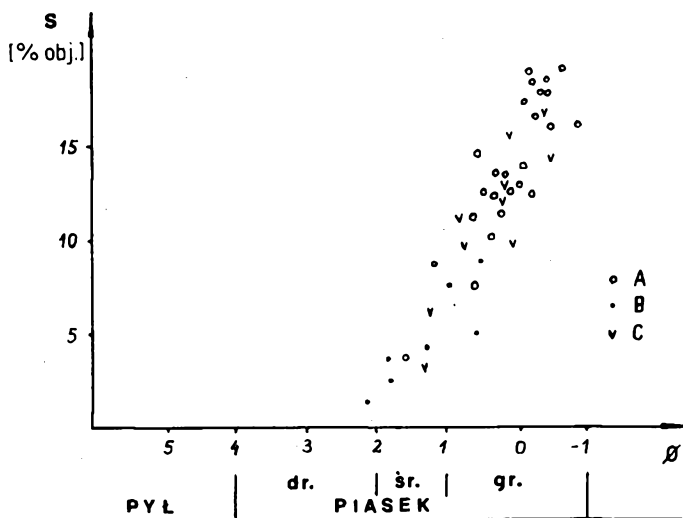
Fot. 4. Nodularne, zlewające się ze sobą skupiska mikrokrystalicznego kaolinitu w tonsteinie zlewonym z pokładu 326. Otwór OP-8, pr. 3. Pow. 12×. Nikole skrzyżowane.

Wartość współczynnika załamania światła szkliva  
wulkanicznego wyseparowanego z tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej

Średnia zawartość		Tonstein z pokładu 816	Tonstein z pokładu 802	Tonstein z pokładu 626	Tonstein z pokładu 610
Cecha optyczna					
Współczynnik załamania światła	średnio odch. stand.	1,471 0,842	1,493 1,024	1,479 0,692	1,512 0,947

uzyskano w okruchach szkliva wykazujących oznaki dewitryfikacji (drobne domeny niskiej dwójłomności). W związku z tym należy przyjąć, że średnia wartość współczynnika załamania światła szkliva wulkanicznego występującego w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej jest mniejsza od 1,5. Taka wartość współczynnika załamania światła szkliva wulkanicznego wskazuje na genetyczny związek z wulkanizmem ryodacytowym, dacytowym i ryolitowym.

Stan zachowania i zawartość fragmentów szkliva wulkanicznego zmienia się w tonsteinach Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wraz z ich strukturą (rys. 27). Najwięcej i jednocześnie najlepiej zachowanych okruchów szkliva stwierdzono w tonsteinach złożonych szklistych, szczególnie w miejscach, gdzie



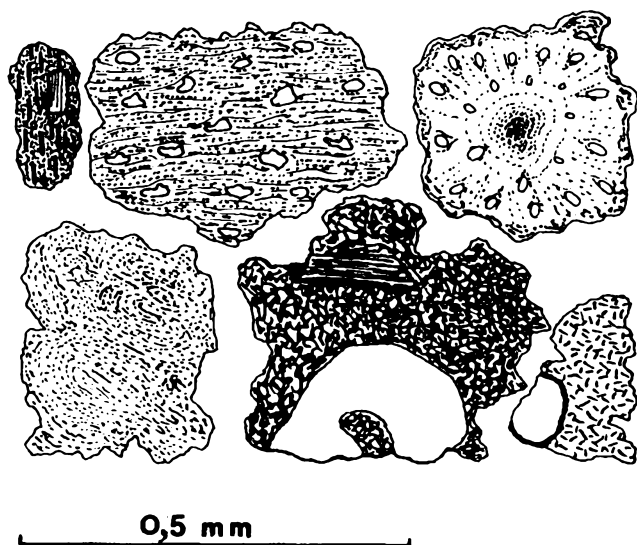
Rys. 27. Zawartość i wielkość fragmentów szkliva wulkanicznego w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej

S — zawartość szkliva wulkanicznego (w % obj.), A — tonsteiny złożone szkliste, B — tonsteiny złożone wieloskładnikowe, C — tonsteiny złożone biotytowe

wkładka tonsteinowa występowała poza pokładem węgla, w stropowych lub spągowych iłowcach, mułowcach czy piaskowcach (np. tonstein z pokładu 326 w KWK „Czeczott”). Zdecydowanie mniej tego rodzaju okruchów stwierdzano w tonsteinach złożonych wieloskładnikowych i biotytowych. Jednocześnie częściej wykazywały one oznaki w różnym stopniu zaawansowanej dewitryfikacji, ujawniającej się mikroskopowo nieregularnie rozmieszczonymi domenami niskiej dwójłomności. W tonsteinach krupowych, krystalicznych i zlewnych, „świeżo” wyglądających strzępów szkliwa nie zidentyfikowano, jednak obłe lub drzazgowate kontury niektórych występujących w nich agregatów kaolinitu pozwalają domyślać się uprzedniej obecności okruchów szkliwa wulkanicznego (plansza III, fot. 2, 3; plansza VI, fot. 1, 2).

### 7.1.6. Fragmenty wulkanitów

Znaleziska większych, dobrze zachowanych fragmentów skał wulkanicznych w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej należy zaliczyć do szczególnie cennych. Ich brak w horyzontach mało zmienionych osadów tufogenicznych wskazuje, że tego rodzaju materiał piroklastyczny docierał do miejsc depozycji tylko sporadycznie (np. brak go w grubym horyzoncie tufitowym występującym w pobliżu pokładu 328 warstw orzeskich). Po zbadaniu 238 preparatów mikroskopowych tonsteinów zarejestrowano jedynie kilka znalezisk fragmentów skał wulkanicznych (plansza V, fot. 1—4). Były to felsytowe



Rys. 28. Fragmenty skał wulkanicznych z tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej

i skrytokrystaliczne okruchy ciasta skalnego ryolitoidów o wielkości odpowiadającej frakcji gruboziarnistego piasku (rys. 28). Jeden ze stwierdzonych okruchów zawierał także niewielkie fenokryształy pirokwarcu, a inny, silnie nasycony drobnymi pęcherzykami pogazowymi, przypominał pumeks. Wszystkie znaleziska fragmentów wulkanitów wiązały się z występowaniem w tonsteinach złożonych wieloskładnikowych.

## 7.2. Minerale ilaste

Brak detrytycznych minerałów ilastych jest jedną z bardziej charakterystycznych cech tonsteinów. Obficie występujące w tych skałach minerale ilaste powstały w wyniku przemian niestabilnego materiału piroklastycznego w warunkach fizykochemicznych środowiska węglotwórczego. Z tego powodu skały te należy zaliczyć do rezydualnych skał ilastych (regolitów), a wchodzące w ich skład minerale ilaste można określić mianem minerałów autogenicznych.

Zawartość minerałów ilastych w zróżnicowanych strukturalnie tonsteinach górnosląskiej formacji węglonośnej zależy głównie od stopnia przemiany tworzącego je uprzednio materiału piroklastycznego. W tonsteinach krystalicznych, krupowych i zlewnych zawartość minerałów ilastych jest około dwa razy większa w porównaniu z tonsteinami złożonymi (tab. 9). W głęboko skaolinityzowanych tonsteinach krystalicznych, krupowych i zlewnych głównym minera-

Tabela 9

Zawartość minerałów ilastych w tonsteinach górnosląskiej formacji węglonośnej (w % obj.)

<div><div></div><div>Średnia zawartość</div></div>		Mikrostruktura tonsteinu (wg zmodyfikowanej przez autora klasyfikacji A. Schüllera, 1951)					
		krystaliczna	krupowa	zlewna	złożona biotytowa	złożona wieloskładnikowa	złożona azklista
Minerały ilaste							
Kaolinit	średnio odch. stand.	78,3 0,693	79,0 0,857	75,2 0,962	36,2 2,372	33,8 3,058	51,6 1,879
Illit	średnio odch. stand.	— —	— —	— —	7,3 2,879	4,2 3,528	0,2 2,320
Haloizyt	średnio odch. stand.	2,1 0,971	0,3 1,342	3,3 1,529	— —	— —	0,1 1,984
Montmorillonit	średnio odch. stand.	— —	— —	— —	0,1 3,682	0,1 4,751	0,4 2,937
Razem	średnio odch. stand.	80,4 0,735	79,3 0,947	78,5 1,034	43,6 2,841	38,1 3,372	52,3 1,976

łem ilastym jest kaolinit. Może towarzyszyć mu w mniejszej ilości haloizyt oraz boehmit i hydrargilit. W umiarkowanie skaolinityzowanych tonsteinach złożonych obok kaolinitu może wystąpić w znacznej ilości leverrieryt, illit i chloryt, rzadziej minerał o strukturze mieszanopakietowej illit/montmorillonit lub montmorillonit.

Zawartość minerałów ilastych w poszczególnych horyzontach tonsteiny nie jest stała i zmienia się zarówno lateralnie, jak i wertykalnie wraz z następującymi równoległe zmianami struktury skały. Największa zmiana zawartości i rodzaju minerałów ilastych zachodzi w sytuacjach, gdy wkładka tonsteinowa przechodzi z pokładu węgla w stropowe lub spągowe skały płonne. Wraz z przejściem znacznie obniża się zawartość minerałów ilastych i stopień kaolinityzacji materiału piroklastycznego (np. tonstein z pokładu 626 w otworach wiertniczych B-245, B-243 i B-242 w rejonie KWK „Julian”). Wertykalnie, o ile nie zachodzi istotna zmiana struktury tonsteinu, zawartość minerałów ilastych wzrasta zwykle wyraźnie w stropowej, bardziej drobnoziarnistej części wkładki (plansza IV, fot. 3, 4).

### 7.2.1. Kaolinit

Minerał ten uczestniczy w budowie tonsteinów w różnych formach. Udział tych form jest podstawowym kryterium opisowych klasyfikacji tonsteinów (np. Schüllera, 1951), a jakościowa i ilościowa analiza może być wykorzystana do genetycznej interpretacji pierwotnego składu i budowy materiału piroklastycznego stanowiącego wyjściowe tworzywo takich skał. W tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej stwierdzono następujące formy występowania kaolinitu:

a) robakowa (rys. 29) — są to wstęgowate lub tasiemkowate, segmentowane agregaty złożone z kryształów układających się prostopadle do wydłużenia agregatu, bez śladów reliktyw innych minerałów, interpretowane często jako produkt krystalizacji z roztworu; obłe zakończenia, miodowożółtawa barwa, charakterystyczne powyginania, wielkość 0,1—2,0 mm, wydłużenie zgodnie z warstwowaniem ułatwiają mikroskopową identyfikację (plansza VI, fot. 1, 3, 4); nie ma możliwości wykazania bezpośrednich morfologicznych i genetycznych związków z pierwotnymi składnikami materiału piroklastycznego;

b) tabliczkowa (rys. 30) — to forma zawierająca przeważnie lepiej lub gorzej zachowane relikty biotyty lub różne produkty jego transformacji (np. leverrieryt, illit, minerały węglanowe, grudki związków żelaza); interpretowana jako produkt kaolinityzacji biotyty; przy znikomej ilości reliktyw biotyty lub produktów jego transformacji może przypominać niektóre robakowate agregaty kaolinitu (plansza VI, fot. 3); brak obłych zakończeń agregatów — może być jedyną wskazówką pobiotytowego charakteru agregatów w głęboko skaolinityzowanych tonsteinach krystalicznych;



1



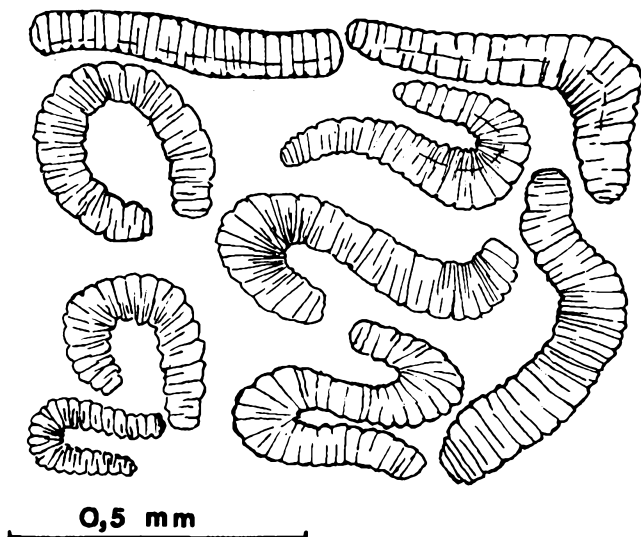
2



3



4



Rys. 29. Robakowe agregaty kaolinitu z tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej

c) **kostkowa** (rys. 31) — to jednorodne, nie zawierające pigmentu, dobrze przejrzyste kryształy kaolinitu o ostrokrawędzistym zarysie, ujawniające reliktowe ślady ortogonalnej łupliwości (plansza VI, fot. 2); interpretowane jako produkt kaolinityzacji sanidynu;

d) **krupowa** (rys. 32) — elipsoidalne, sferoidalne, globularne i nodularne, zwykle wyraźnie spłaszczone, izotropowe lub mikrokryształiczne agregaty kaolinitu (plansza III, fot. 3), nie wykazujące wewnętrznego uporządkowania; poszczególne krupy mają często charakterystyczną otoczkę węglistą; interpretowane jako produkt kaolinityzacji drobnych lapilli i fragmentów ciasta skalnego wulkanitów;

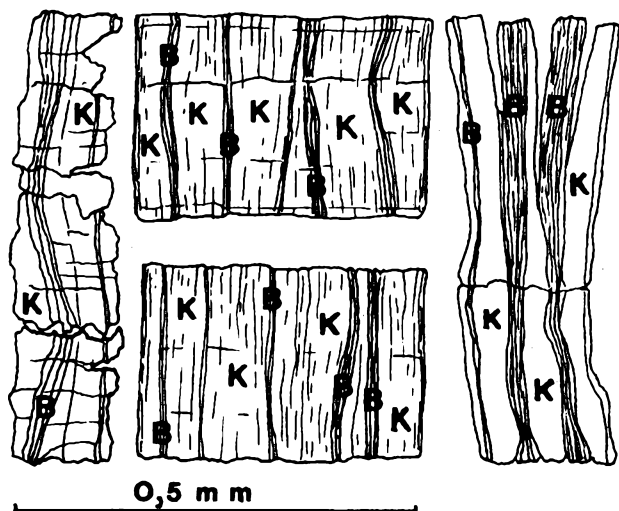
e) **żelowa** (rys. 33) — skrytokryształiczna, zwykle izotropowa lub bardzo słabo dwójłomna masa podstawowa oraz duże, nodularne skupiska bladomiodowej barwy, o wielkości od kilku milimetrów do kilku centymetrów (plansza III, fot. 4); żelowa masa podstawowa wypełnia przestrzeń pomiędzy

---

Fot. 1, 2. Skaolinityzowane, obłe okruchy szkliska wulkanicznego w tonsteinie krystalicznym z pokładu 205. Otwór B-172 (s), KWK „Czeczott”. Pow. 50×. Nikole skrzyżowane.

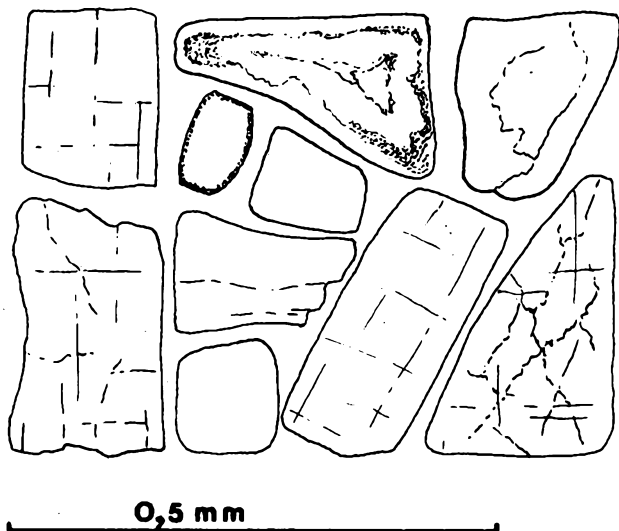
Fot. 3. Powierzchnia stropowa wkładki tonsteinowej z pokładu 214 KWK „Jaworzno”. Naprzemianległe występujące laminy jasne (kaolinitowe) i ciemne (pasemka węgla) charakteryzują przejście gradacyjne. Pow. 12×. Nikole skrzyżowane.

Fot. 4. Spągowa, ostra granica wkładki tonsteinowej z węglem (czarne) z pokładu 214 KWK „Jaworzno”. Pow. 12×. Nikole skrzyżowane.



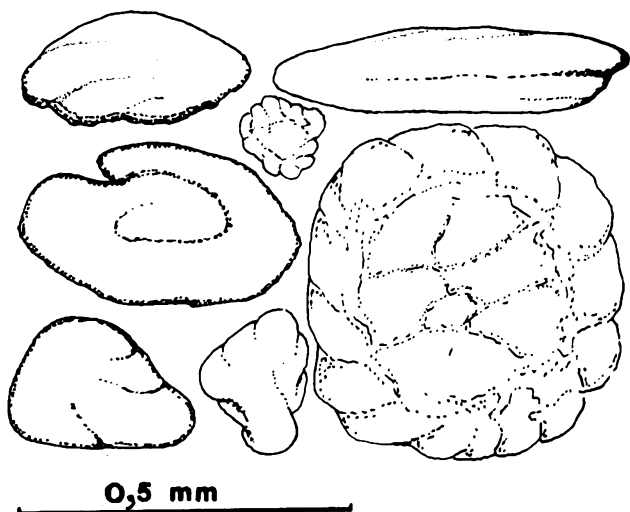
Rys. 30. Tabliczkowe agregaty kaolinitu z tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej

K — kaolinit, B — biotyt

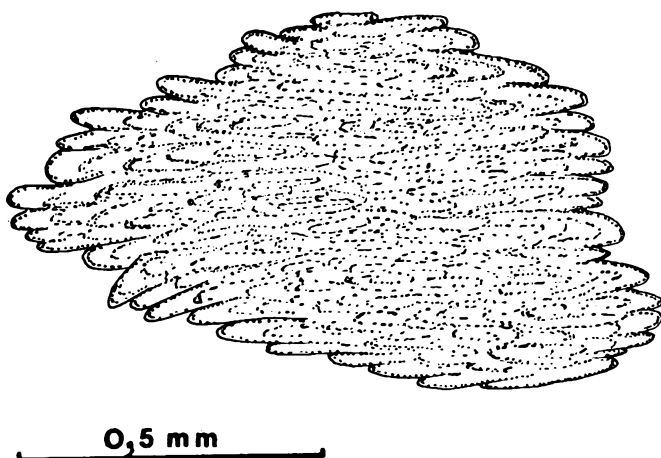


Rys. 31. Kostkowa forma występowania kaolinitu w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej





Rys. 32 Krupowa forma występowania kaolinitu w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej



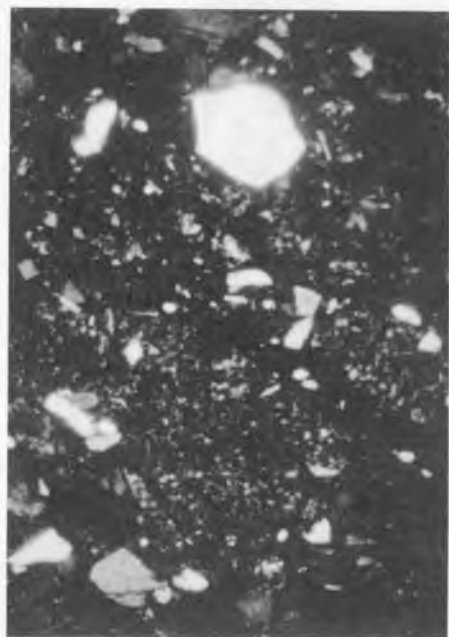
Rys. 33. Żelowa forma występowania kaolinitu w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej



1



2



3



4

rezystatami i pozostałymi formami występowania kaolinitu oraz impregnuje szczątki pochodzenia roślinnego, zwłaszcza ich tkanki; skupiska nadularne mają silnie nierówną powierzchnię uformowaną przez liczne, drobne, lobowate wypustki z węglistą otoczką; żelowa forma kaolinitu jest interpretowana jako produkt kaolinityzacji najdrobniejszych cząstek popiołu wulkanicznego, głównie szklistych (masa podstawowa) oraz jego nodularnych agregatów (nodularne skupiska).

Analiza form występowania kaolinitu w różniących się strukturalnie tonsteinach daje dobre wyobrażenie o pierwotnym składzie mineralnym horyzontów skał tufogenicznych górnośląskiej formacji węglonośnej. Z analizy tej wynika, że tonsteiny złożone to skały tufogeniczne umiarkowanie skaolinityzowane, zróżnicowane wyraźnie na podstawie składu mineralnego pierwotnego materiału piroklastycznego na:

- tonsteiny złożone biotytowe, charakteryzujące się szczególnie obfitym występowaniem biotyту, skaolinityzowanego często w różnym stopniu (zawartość biotyту może osiągać nawet 35—40% obj. skały),
- tonsteiny złożone wieloskładnikowe, charakteryzujące się podobną zawartością wszystkich składników piroklastycznych (pirokwarc, biotyt, sanidyn, szkliwo wulkaniczne, cyrkon, apatyt, fragmenty wulkanitów),
- tonsteiny złożone szkliste, charakteryzujące się szczególnie obfitym występowaniem różnorodnych form szkliwa wulkanicznego (okruchy drzazgowate i nodularne, drobne lapille akrecyjne).

Podobne zróżnicowanie wskazała analiza rozprzestrzenienia lateralnego pirokwarcu, biotyту i szkliwa wulkanicznego — głównych składników tufitu występującego w pobliżu pokładu 328, na pograniczu warstw załęskich i orzeskich, w południowo-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (rys. 34). Tufit ten charakteryzuje dość nieregularna lateralna zmiana składu mineralnego. Niemniej można wyróżnić „wyspowe” obszary, w których tufit składa się z pirokwarcu, biotyту i szkliwa wulkanicznego występujących w podobnych proporcjach oraz obszary cechujące się dominującym udziałem szkliwa wulkanicznego lub biotyту. „Plamistość” taka jest charakterystyczna dla atmosferycznego opadu drobnoziarnistego materiału piro-

← Fot. 1. Fragment ciasta skalnego wulkanitu w tonsteinie złożonym wieloskładnikowym z pokładu 816. Otwór G-952, KWK „Kazimierz-Juliusz”. Pow. 25×. Nikole skrzyżowane.

Fot. 2. Felsytowy fragment wulkanitu w tonsteinie złożonym wieloskładnikowym z pokładu 610. Otwór B-243, KWK „Julian”. Pow. 25×. Nikole skrzyżowane.

Fot. 3. Liczne fragmenty ciasta skalnego wulkanitów w tonsteinie złożonym wieloskładnikowym z pokładu 610. Otwór B-242, KWK „Julian”. Pow. 50×. Nikole skrzyżowane.

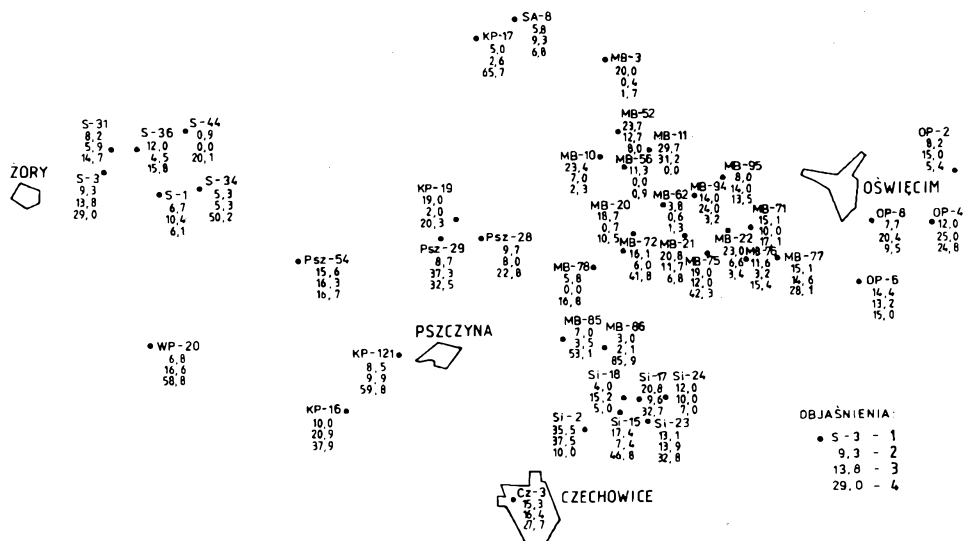
Fot. 4. Fragment ciasta skalnego ryolitoidu z fenokryształami sanidynu i pirokwarcu w tonsteinie z pokładu 816. Otwór B<sub>1</sub>-12, KWK „Paryż”. Pow. 25×. Nikole skrzyżowane.

klastycznego w obszarach znacznie oddalonych od jego źródła (Ninkovich i in., 1978).

W rezultacie klasyfikację tonsteińów umiarkowanie skaolinityzowanych należałoby oprzeć na mikroskopowo czytelnym, pierwotnym zróżnicowaniu tworzącego je materiału piroklastycznego.

Osady tufogeniczne poddane intensywniejszym przemianom w środowisku depozycji i diagenety charakteryzują się dużym ujednoliceniem składu mineralnego. Istniejące w nich formy występowania kaolinitu umożliwiają niejednokrotnie określenie charakteru tworzącego je uprzednio materiału piroklastycznego. Jednak trafniej jest oprzeć klasyfikację głęboko skaolinityzowanych tonsteińów górnośląskiej formacji węglonośnej na mikroskopowo czytelnym formach występowania kaolinitu, gdyż określenie składu materiału piroklastycznego poddanego przemianom nie zawsze jest już możliwe. Zatem, wśród głęboko skaolinityzowanych tonsteińów Górnośląskiego Zagłębia Węglowego można wyróżnić:

- tonsteiny krystaliczne, charakteryzujące się największą unifikacją składu mineralnego i struktury oraz minimalnym udziałem rezystatów; określenie składu i struktury wyjściowego materiału piroklastycznego nie zawsze jest możliwe; na podstawie nielicznych reliktyw mineralnych i form występowania kaolinitu można tonsteiny te interpretować jako produkt przemiany osadu, którego skład mineralny i struktura była



Rys. 34. Zawartość pirokwarcu, biotytu i szkliwa wulkanicznego w tufie z pogranicza warstw załęskich i orzeskich górnośląskiej formacji węglonośnej (zestawiono wg danych analizy mikrometrycznej: M. Pawlikowski i in., 1988)

1 — lokalizacja i numer otworu wiertniczego, 2 — zawartość pirokwarcu (w % obj.), 3 — zawartość biotytu (w % obj.), 4 — zawartość szkliwa wulkanicznego (w % obj.)



1



2



3



4

podobna do analogicznych cech tonsteinów złożonych biotytowych i szklistych;

- tonsteiny krupowe, charakteryzujące się mniejszą unifikacją składu mineralnego i struktury oraz większym udziałem rezystatów; na podstawie reliktyw mineralnych i form występowania kaolinitu można je interpretować jako produkt przemian osadów zbudowanych pierwotnie z grubszych frakcji globularnych skupisk szkliva wulkanicznego, części pumeksu, drobnych lapilli akrecyjnych rozmieszczonych luźno pośród bardzo drobnoziarnistego popiołu wulkanicznego, rzadziej dość gęsto upakowanych; materiał wyjściowy mógł przypominać gruboziarniste tonsteiny złożone szkliste lub wieloskładnikowe;
- tonsteiny zlewne (plansza VII, fot. 1—4), charakteryzujące się strukturą niejednorodną i jednocześnie zunifikowanym składem mineralnym, można interpretować jako produkt przemiany nagromadzeń bardzo drobnoziarnistego popiołu wulkanicznego, ulegającego łatwo w warunkach środowiska węglotwórczego zaburzeniom i deformacjom powodującym wytworzenie się zawiłego obrazu budowy tych skał, szczególnie warstwowania; skały te można paralelizować z bardzo drobnoziarnistymi tonsteinami złożonymi szklistymi, które zostały narażone w środowisku sedymentacji na różnorakie zaburzenia i deformacje warstwowania.

Indeks uporządkowania struktury kaolinitu z tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej odpowiada zwykle strukturze od dobrze uporządkowanego kaolinitu *Tc*, tj. o prawidłowej strukturze trójskośnej, do gorzej uporządkowanego kaolinitu *D*, tj. o nieuporządkowanej strukturze (tab. 10). W tonsteinach złożonych występuje dobrze uporządkowany strukturalnie kaolinit *Tc*, natomiast w tonsteinach krystalicznych, krupowych i zlewnych gorzej uporządkowany strukturalnie kaolinit *D*, zwany także *fire clay*, gdyż stwierdzono go początkowo tylko w glinach ogniotrwałych (rys. 35). F. J. Eckhardt, H. R. Gaertner (1962) na podstawie badań w Zagłębiu Ruhry sugerowali zależność między indeksem uporządkowania struktury kaolinitu a stopniem uwęglenia pokładu zawierającego wkładkę tonsteinową. Sugestia ta nie znalazła potwierdzenia w górnośląskiej formacji węglonośnej, gdzie indeks uporządkowania struktury kaolinitu koreluje z strukturą tonsteinu. Stwierdzenie to wynika z utrzymywania się dobrego uporządkowania struktury kaolinitu

← Fot. 1. Robakowy kaolinit w tonsteinie krystalicznym z pokładu 207. Otwór G-5d, KWK „Jaworzno”. Pow. 50×. Nikole skrzyżowane.

Fot. 2. Kostkowy kaolinit w tonsteinie krystalicznym z pokładu 208. Otwór G-5d, KWK „Jaworzno”. Pow. 25×. Nikole skrzyżowane.

Fot. 3. Tabliczkowy i robakowy kaolinit w tonsteinie krystalicznym z pokładu 334. Otwór MB-92, pr. 2. Pow. 25×. Nikole skrzyżowane.

Fot. 4. Robakowy (wstęgowy) kaolinit w tonsteinie krystalicznym z pokładu 213. Otwór G-5d, KWK „Jaworzno”. Pow. 50×. Nikole skrzyżowane.



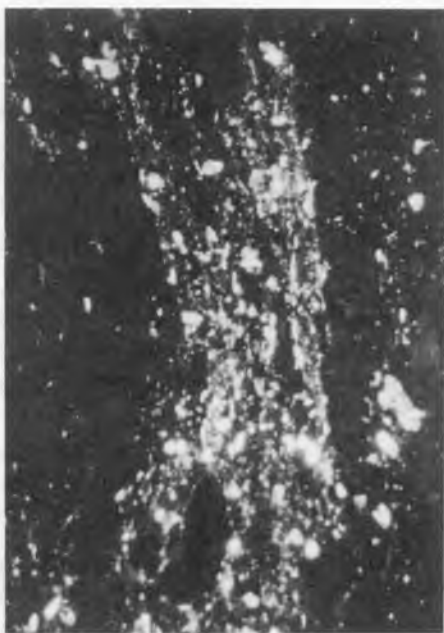
1



2



3



4

**Dyfraktogramy kaolinitu wyseparowanego z tonsteinów  
górnosląskiej formacji węglonośnej**

Tonstein złożony biotytowy z pokładu 626				Tonstein zlewny z pokładu 326			
numer refleksu	I	d(Å)	minerał	numer refleksu	I	d(Å)	minerał
1	10	7,16	kaolinit	1	9	7,18	kaolinit
2	3	4,47	kaolinit	2	5	4,48	kaolinit
3	4	4,38	kaolinit	3	1	4,21	kaolinit
4	4	4,18	kaolinit	4	1	4,14	kaolinit
5	2	4,13	kaolinit	5	1	3,83	kaolinit
6	3	3,84	kaolinit	6	4	3,58	kaolinit
7	1	3,75	kaolinit	7	4	2,56	kaolinit
8	10	3,57	kaolinit	8	4	2,50	kaolinit
9	4	3,37	kaolinit	9	3	2,38	kaolinit
10	2	3,15	kaolinit	10	4	2,33	kaolinit
11	2	3,09	kaolinit	11	1	2,20	kaolinit
12	3	2,76	kaolinit	12	2	1,989	kaolinit
13	6	2,56	kaolinit	13	2	1,788	kaolinit
14	3	2,53	kaolinit	14	2	1,666	kaolinit
15	8	2,48	kaolinit				
16	6	2,37	kaolinit				
17	9	2,33	kaolinit				
18	2	2,29	kaolinit				
19	1	2,24	kaolinit				
20	2	2,17	kaolinit				
ISS = 0,75				ISS = 1,25			

ISS — indeks uporządkowania struktury kaolinitu wg: L. Stoch, W. Sikora (1966).

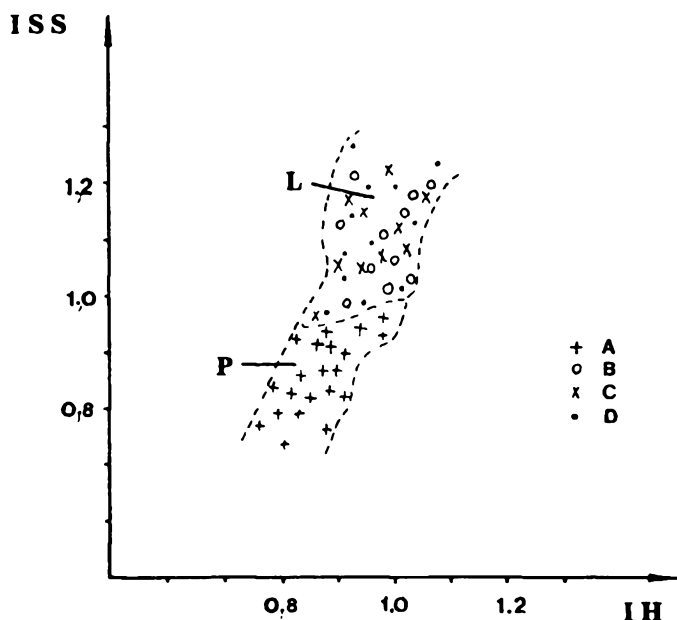
tonsteinów złożonych grupy warstw brzeżnych zarówno w pokładach o niskim stopniu uwęglenia (typ 31—32, np. w KWK „Mysłowice”, „Milowice”, „Siemianowice”, „Wieczorek”, „Grodziec”), jak i w pokładach o wyższym stopniu uwęglenia (typ 34—35, np. w KWK „Gliwice”, „Rymer”, „Rydułtowy”, „Knurow”, „Sośnica”). Jednocześnie w pokładach węgla o analogicznym stopniu uwęglenia występują odmienne strukturalnie tonsteiny krystaliczne, krupowe i zlewne, w których uporządkowanie struktury kaolinitu jest wyraźnie gorsze

Fot. 1. Obłe okruchy szkliwa wulkanicznego (czarne) i ostrokrawędziste pirokwarce (białe) stanowiące smużyste nagromadzenie w tonsteinie zlewnym. Pokład 210 w KWK „Ziemowit”. Pow. 50×. Nikole skrzyżowane.

Fot. 2. Mikrokryształiczny kaolinit tworzący masę podstawową tonsteinu zlewnego z pokładu 324 w KWK „Wesoła”. Pow. 50×. Nikole skrzyżowane.

Fot. 3, 4. Smużyste nagromadzenia rezystatów (kwarc, biotyt, sanidyn, apatyt, cyrkon) w tonsteinie zlewnym z pokładu 326 KWK „Dębieńsko”. Pow. 50×. Nikole skrzyżowane.





Rys. 35. Uporządkowanie struktury kaolinitu w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej  
 IH — indeks uporządkowania struktury kaolinitu wg D. N. Hincleya (1963), ISS — indeks uporządkowania struktury kaolinitu wg L. Stocha, W. Sikory (1966)

P — tonsteiny umiarkowanie skaolinityzowane, zazwyczaj występujące w serii paralicznej, A — tonsteiny złożone, L — tonsteiny głęboko skaolinityzowane, zazwyczaj występujące w serii limnicznej, B — tonsteiny krupowe, C — tonsteiny zlewne, D — tonsteiny krystaliczne

(kaolinit zaburzony). Stopień uporządkowania struktury kaolinitu został zatem wytworzony w warunkach zaistniałych na etapie przemian wczesnodiagenetycznych, a późniejsze zmiany warunków diagenetyzacji nie wpłynęły już na uzyskany poziom uporządkowania struktury kaolinitu.

## 7.2.2. Inne minerały

Kaolinit dominuje w większości horyzontów tonsteinowych, zaś w innych mogą występować także w zmiennej lateralnie zawartości pozostałe autogeniczne minerały ilaste. Metodą rentgenograficzną, spektroskopową i termiczną stwierdzono:

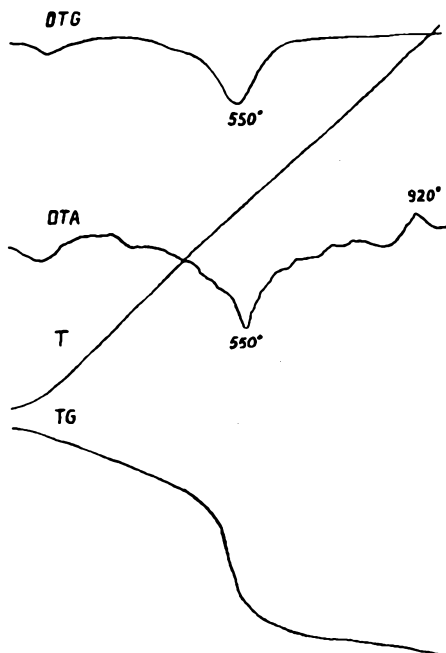
- illit 1M, charakterystyczny produkt przemian zachodzących w warunkach hipergenicnych, dotyczących głównie minerały glinokrzemianowe (tab. 11, rys. 36),
- leverrierit, czyli minerał ilasty o strukturze złożonej z przewarstwiających się pakietów illitu i kaolinitu — charakterystyczny produkt przemian hipergenicnych biotyту, często zaliczany do hydromik (tab. 12, rys. 37),

Tabela 11

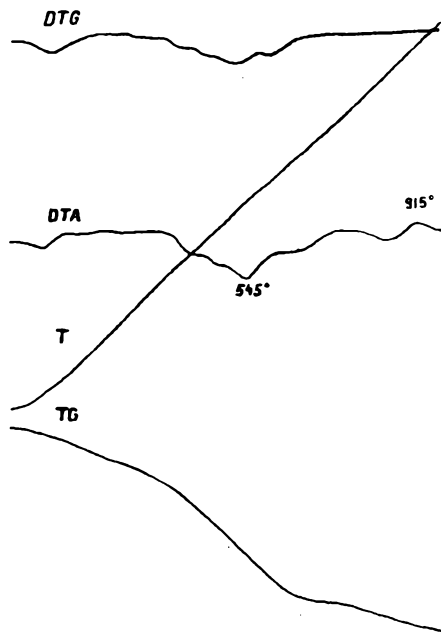
## Dyfraktogram tonsteinu z pokładu 610 KWK „Mysłowice”

Numer refleksu	I	d(Å)	Mineral
1	9 s	10,98	illit IM
2	1	10,01	biotyt
3	6 s	7,16	kaolinit
4	3	4,92	illit IM
5	10 s	4,46	illit IM, kaolinit
6	2	3,87	illit IM
7	5	3,56	kaolinit
8	9	3,36	biotyt, illit IM
9	1	3,33	illit IM
10	2	3,08	illit IM
11	7 s	2,61	illit IM, biotyt
12	3 s	2,56	illit IM, kaolinit
13	2	2,41	illit IM, kaolinit
14	1	2,34	kaolinit
15	2	2,002	illit, biotyt, kaolinit

s — szeroki refleks



Rys. 36. Krzywe termiczne tonsteinu z pokładu 610 KWK „Mysłowice” (frakcja ilasta)



Rys. 37. Krzywe termiczne tonsteinu z pokładu 610 KWK „Mysłowice”

Tabela 12

## Dyfraktogram tonsteinu z pokładu 610 KWK „Mysłowice”

Numer refleksu	I	d(Å)	Minerał
1	5	10,39	illit
2	2	7,16	kaolinit
3	3	4,46	illit, kaolinit
4	9	3,35	illit
5	6	3,34	kwarc
6	2	3,33	illit
7	1	3,30	K-skaleń
8	1	3,24	K-skaleń
9	1	3,08	illit
10	6	2,56	illit, kaolinit
11	4	2,46	kwarc
12	2	2,41	illit, kaolinit
13	3	2,34	kaolinit
14	2	2,00	illit, kaolinit
15	3	1,988	illit
16	4	1,971	kaolinit
17	3	1,817	kwarc

Illit, kaolinit = leverrieryt

Tabela 13

## Dyfraktogram tonsteinu z pokładu 802 KWK „Kazimierz-Juliusz”

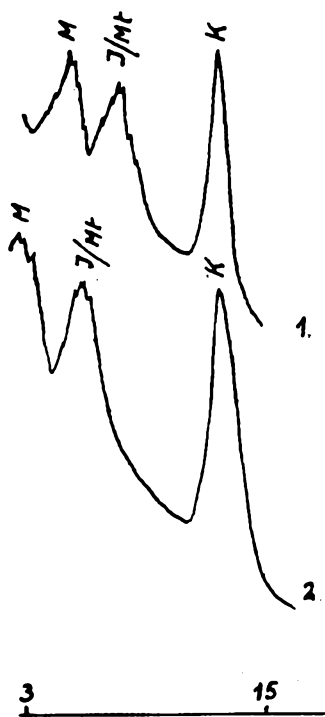
Numer refleksu	I	d(Å)	Minerał
1	2	11,63	I/Mt
2	1	10,06	illit
3	7	7,18	kaolinit
4	1	5,07	montmorillonit
5	1	4,46	illit, kaolinit
6	1	4,42	kaolinit
7	2	4,26	kwarc
8	1	3,92	K-skaleń
9	1	3,77	K-skaleń
10	1	3,68	montmorillonit
11	8	3,57	I/Mt, kaolinit
12	1	3,47	K-skaleń
13	6	3,34	kwarc
14	3	3,32	K-skaleń
15	2	3,24	K-skaleń
16	1	2,99	K-skaleń
17	2	2,79	syderyt
18	2	2,56	kaolinit
19	1	2,49	kaolinit
20	2	2,45	kwarc
21	3	2,40	kaolinit

I/Mt — brawaisyt



Rys. 38. Dyfraktogram frakcji ilastej z tonsteinu pokładu 802 KWK „Kazimierz-Juliusz”

1-próbka naturalna, 2-próbka po glikolowaniu:  
K — kaolinit, I — illit, I/Mt — brawaisyt



Rys. 39. Dyfraktogram frakcji ilastej tonsteinu z pokładu 626 KWK „Julian”

1-próbka naturalna, 2-próbka po glikolowaniu:  
K — kaolinit, M — montmorillonit, I/Mt — brawaisyt

- brawaisyt, czyli minerał ilasty o strukturze złożonej z przewarstwiających się pakietów illitu i montmorillonitu — charakterystyczny produkt przemian materiałów piroklastycznych zachodzących podczas halmyrolizy w środowisku o dużej koncentracji potasu (tab. 13, rys. 38),
- montmorillonit — charakterystyczny produkt przemian materiałów piroklastycznych w środowiskach charakteryzujących się silnym zasoleniem i zasadowym odczynem (tab. 14, rys. 39),

Tabela 14

Dyfraktogram tonsteinu z pokładu 626 KWK „Julian”

Numer refleksu	I	d(Å)	Mineral
1	3	13,48	montmorillonit
2	2	11,59	I/Mt
3	3	7,15	kaolinit
4	1	5,08	I/Mt
5	2	5,01	montmorillonit
6	2	4,47	kaolinit, montmorillonit
7	1	4,36	kaolinit
8	1	4,27	kwarc
9	1	4,20	kaolinit
10	1	3,88	K-skaleń
11	1	3,78	K-skaleń
12	1	3,68	montmorillonit
13	3	3,57	I/M, montmorillonit
14	2	3,34	kwarc
15	1	3,24	K-skaleń
16	2	2,56	kaolinit, montmorillonit
17	1	2,45	kwarc
18	1	2,40	kaolinit
19	1	2,34	kaolinit
20	1	2,29	kaolinit
21	1	2,21	montmorillonit

I/Mt — brawaisyt

- haloizyt — charakterystyczny produkt przemian hipergenicznych minerałów glinokrzemianowych w środowiskach o odczynie kwaśnym, towarzyszący często kaolinitowi (tab. 15, rys. 40),
- hydrargilit i boehmit, charakterystyczne produkty laterytyzacji (tab. 16, rys. 41).

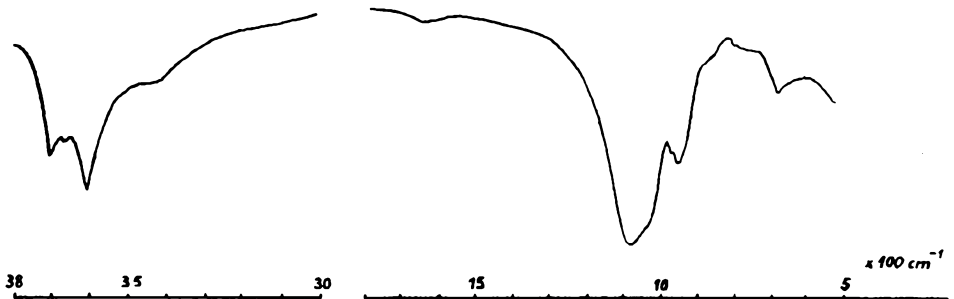
Mikroskopowo zdołano potwierdzić występowanie tylko niektórych z wymienionych powyżej minerałów. Są to:

- illit, który występował jako produkt przemiany biotytu, sanidynu, fragmentów ciasta skalnego wulkanitów, okruchów szkliska wulkanicznego i sporadycznie pirokwarcu,

Tabela 15

## Dyfraktogram tonsteinu z pokładu 326 KWK „Jaworzno”

Numer refleksu	I	d(Å)	Mineral
1	1	10,01	illit
2	5	7,22	haloizyt
3	4	4,42	haloizyt, illit
4	1	4,26	kwarc
5	4	3,58	haloizyt
6	3	3,34	kwarc
7	1	3,08	illit
8	1	2,79	syderyt
9	2	2,56	haloizyt
10	2	2,49	haloizyt
11	2	2,34	haloizyt
12	1	1,996	haloizyt

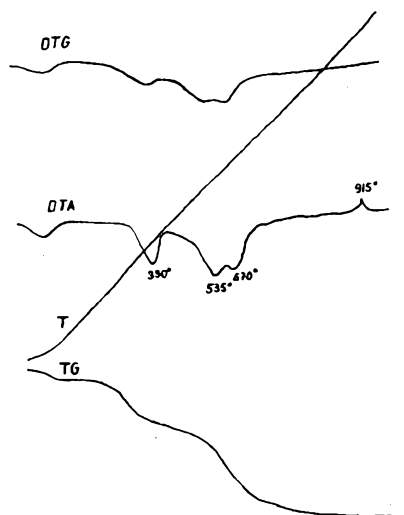


Rys. 40. Widmo absorpcyjne w podczerwieni haloizytu z tonsteinu pokładu 326 KWK „Jaworzno”

Tabela 16

Dyfraktogram tonsteinu z pokładu 315 KWK „Jaworzno”  
(frakcja ilasta)

Numer refleksu	I	d(Å)	Mineral
1	3	7,15	kaolinit
2	4	6,11	boehmit
3	4	4,85	hydrargilit
4	1	4,48	kaolinit
5	3	4,37	hydrargilit, kaolinit
6	1	4,31	hydrargilit
7	1	4,17	kaolinit
8	3	3,57	baolinit
9	2	3,16	boehmit
10	2	2,49	kaolinit
11	1	2,45	hydrargilit
12	4	2,34	kaolinit, boehmit
13	1	2,29	kaolinit
14	2	2,02	kaolinit, hydrargilit
15	3	1,995	kaolinit, hydrargilit
16	2	1,860	boehmit
17	1	1,801	hydrargilit



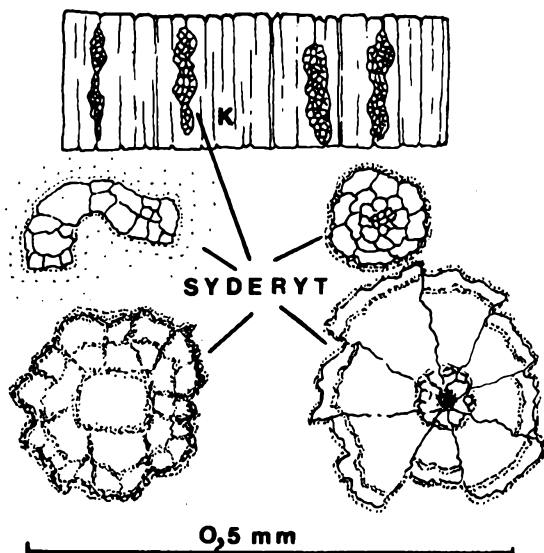
Rys. 4.1. Krzywe termiczne frakcji  
ilastej tonsteinu z pokładu 315 KWK  
„Jaworzno”

- haloizyt, który występował jako inkrustat dobrze zachowanych szczątków roślinnych, szczególnie w roli wypełniacza struktur tkankowych oraz składnika drobnych soczewkowatych lub krupowych skupień rozmieszczonych zgodnie z warstwowaniem w laminie węgla podścielającej wkładkę tonsteinową,
- montmorillonit, który występował w postaci cienkiej obwódki rozwiniętej na silnie „spęczniałych” pakietach biotyту.

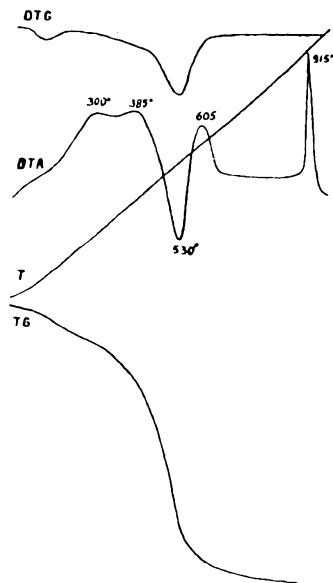
### 7.3. Minerály węglanowe

Syderyt — najczęściej spotykany minerał węglanowy tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej — występuje bądź w postaci mikrokryształicznych ziarn ukrywających się wśród minerałów ilastych i substancji węglistej tworzących tło skalne, a także jako pobiotytywowe, drobnokryształiczne, sznureczkowate skupienia rozmieszczone w większych grubokryształicznych agregatach kaolinitu, czy też jako drobne sferule rozmieszczone bezładnie wśród minerałów ilastych tworzących podstawową masę tła skalnego (rys. 42). Syderyt drobnokryształiczny, równomiernie rozproszony wśród minerałów ilastych i substancji węglistej tła skalnego jest wykrywalny tylko metodą rentgenograficzną, termiczną lub spektroskopową (rys. 43). Obecność syderytu, przeważnie w niewielkich zawartościach nie przekraczających kilku procent objętości skały, stwierdzano zarówno w tonsteinach umiarkowanie skaolinityzowanych, jak i głęboko skaolinityzowanych, przy czym w tych ostatnich występował przeważnie w postaci drobnokryształicznej. Niewidoczne mikroskopowo kryształki syderytu identyfikowano metodą rentgenograficzną lub termiczną (rys. 43).

Ankeryt i dolomit spotkano w kilku preparatach mikroskopowych w postaci grubokryształicznych wypełnień cienkich żyłek węglanowych przecinających niezgodnie struktury sedymentacyjne („strzałka” węglanowa), powiązanych przestrzennie z żyłkami mineralizacji siarczkowej.



Rys. 42. Formy występowania syderytu w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej  
K — agregat kaolinitowy



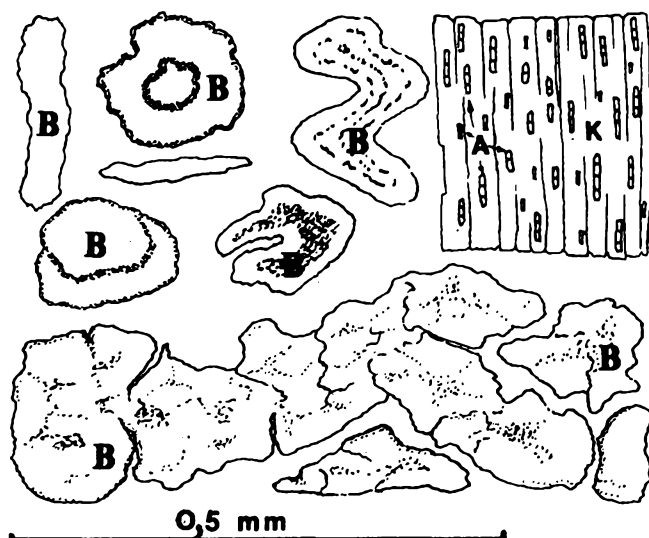
Rys. 43. Krzywe termiczne tonsteinu z pokładu 208 KWK „Jaworzno”:

300°—385° = węgiel, 530°—915° = kaolinit, 605°—syderyt

## 7.4. Minerale fosforanowe

Oprócz drobnych, automorficznych kryształków apatytu występujących jako reliktywne wrostki w niektórych grubokrystalicznych, pobiotytowych agregatach kaolinitu, stwierdzono także mikroskopowo obecność izotropowej, amorficznej substancji fosforanowej (rys. 44). Obficie przetykane łuseczkami minerałów ilastych skupienia kollofanu szczególnie często napotymano w tonsteinach zlewnych, rzadziej w tonsteinach krystalicznych i krupowych. W tonsteinach złożonych obecności kollofanu nie stwierdzono. Pozwala to przypuszczać, że głównym źródłem substancji fosforanowej w takich skałach był apatyt występujący pierwotnie jako wrostki w biotycie lub rzadziej jako pojedyncze, samodzielne ziarna. W silnie zmienionych horyzontach skał tufogenicznych uległ on częściowemu rozpuszczeniu i przemieszczeniu, by w innych miejscach ponownie wytrącić się w postaci amorficznej, żelowej substancji fosforanowej.





Rys. 44. Minerale fosforanowe w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej

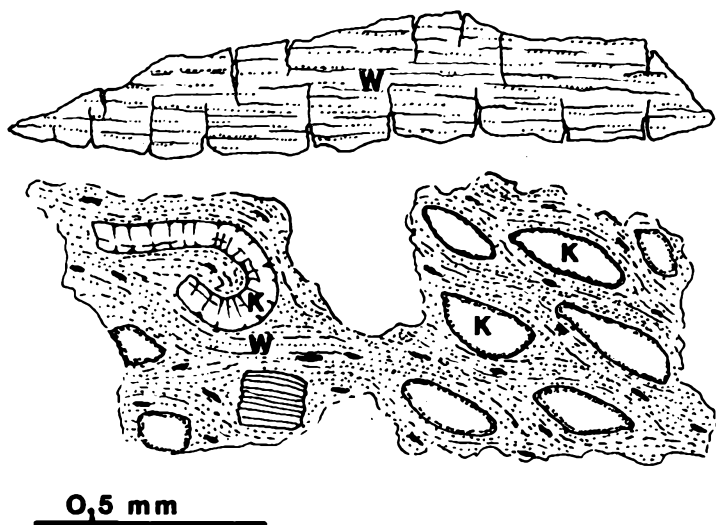
A — apatyt, K — agregat kaolinitu, B — kollofan

W niektórych horyzontach tonsteinowych występuje także kwaśny fosforan: crandallit. Szczególnie dużo stwierdzono go w alitowej skale tufogenicznej z pokładu 349 KWK „Chwałowice”. Mineral ten jest uważany za wskaźnik niskiego Eh środowiska, w którym powstawał. Należy go uznać za mineral wtórny w tonsteinach.

## 7.5. Substancja węglowa

Uwęglona substancja organiczna, stały składnik tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej, występuje w postaci:

- drobnodispersyjnego pigmentu barwiącego na miodowo kaolinit i inne minerały ilaste występujące w izotropowym lub prawie izotropowym tle skalnym oraz tworzące niektóre grubokrystaliczne agregaty,
- różnej wielkości i kształtu bezstrukturalnych strzępeków rozmieszczonych równomiernie pomiędzy pozostałymi składnikami skały lub zebranych w laminy o lepiej lub gorzej zachowanej ciągłości i gradacyjnych granicach (rys. 45); mikroskopowo są one jednolicie nieprzezroczyste, przeświecając brunatnawo tylko po brzegach,
- różnorodnych struktur tkankowych inkrustowanych często haloizytem, syderitem lub kollofanem,



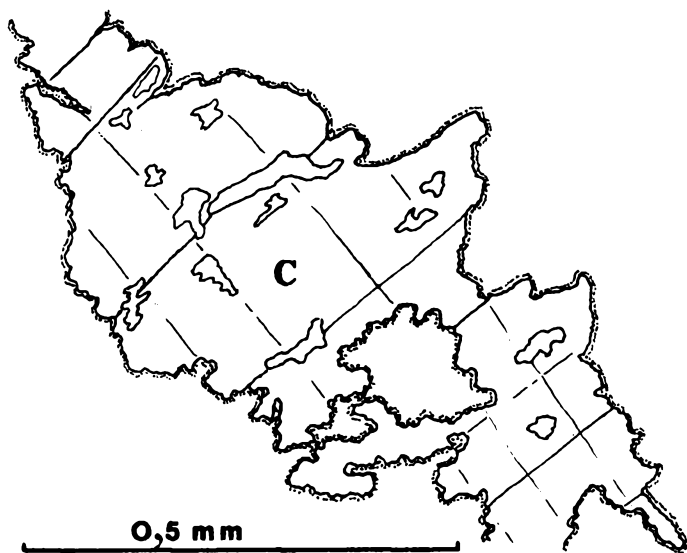
Rys. 45. Substancja węglowa w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej  
K — kaolinit, W — węgiel

— otoczek wokół składników ziarnistych tonsteinów, a szczególnie wokół „krup” i nodularnych skupień żelowego kaolinitu; substancja węglowa otoczek charakteryzuje się mikroskopowo brunatnawym przeświecaniem.

Przyciągające uwagę, dobrze zachowane struktury tkankowe spotykano w tonsteinach złożonych i zlewnych. W silniej zmienionych tonsteinach krystalicznych i krupowych substancja węglowa występuje w postaci bezstrukturalnych strzępków lub stanowi brunatnawo przeświecające otoczki wokół „krup” i innych nodularnych skupień żelowego kaolinitu. Jednocześnie w tonsteinach złożonych substancji węglowej jest wyraźnie mniej w porównaniu z tonsteinami głęboko skaolinityzowanymi. Ponadto jest ona przeważnie skoncentrowana w laminach, podczas gdy w tonsteinach krystalicznych i krupowych bywa zwykle rozproszona równomiernie w całej objętości skały.

## 7.6. Inne minerały

Celestyn stwierdzono tylko w tonsteinach zlewnych, gdzie występuje w postaci nieregularnych, rozgałęziających się wielokrotnie, o zmiennej miąższości, żyłek (rys. 46), przecinających diagonalnie struktury sedymentacyjne. Sporadycznie, w brzeżnej części tych żyłek napotkano także drobne, automorficzne, ułożone palisadowo kryształki gipsu.



Rys. 46. Celestyn w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej  
 C — żyłka celestynu w tonsteinie zlewnym

Drobnokrystaliczne siarczki żelaza (piryt, markasyt) napotymano we wszystkich różniących się strukturalnie tonsteinach zarówno w formie nieregularnych skupień o nieostrych, gradacyjnych granicach, jak i w postaci cienkich żyłek przecinających diagonalnie struktury sedimentacyjne. Nieregularne skupiska drobnokrystalicznych siarczków żelaza najczęściej stwierdzano w silnie skaolinityzowanych tonsteinach.

## 8. Skład chemiczny tonsteinów Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Makroskopowo i mikroskopowo widoczne zróżnicowanie strukturalne i mineralne tonsteinów silezu znajduje odzwierciedlenie w składzie chemicznym (tab. 17). Uśrednione wyniki analiz chemicznych różniących się strukturalnie tonsteinów silezu pozwalają na sformułowanie kilku uogólnień:

- Zawartość krzemionki w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej jest znacząco niższa w porównaniu z jej zawartością w tufach ryolitoidowych, będących zapewne odpowiednikiem pierwotnego materiału piroklastycznego poddanego przemianom w środowisku węglotwórczym; zauważalny jest ogólny trend, polegający na stopniowym ubytku  $\text{SiO}_2$  w coraz to silniej zmienionych strukturalnie i mineralnie tonsteinach; ubytek ten, po przeliczeniu składu chemicznego tonsteinów na substancję bezwęglową, wynosi zwykle od 15% do 25%; równolegle z obniżaniem się zawartości krzemionki następuje przyrost procentowy glinki; obliczone stosunki drobinowe  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  pokazują wyraźnie wzrost zawartości glinki powiązany z obserwowanym mikroskopowo wzrostem stopnia kaolinityzacji różniących się strukturalnie tonsteinów, przy czym w tonsteinach krystalicznych stosunek drobinowy  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  osiąga wartość średnią odpowiadającą nieomal kaolinitowi wzorcowemu (tab. 18); w niektórych próbkach szczególnie silnie skaolinityzowanych tonsteinów krystalicznych stosunek  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  jest tak niski, że należy to wiązać z występowaniem pokaźniejszych ilości wodorotlenków glinu; metodą rentgenograficzną potwierdzono występowanie hydrargilitu i boehmitu (tab. 16, rys. 41), mikroskopowo minerały te były niewyróżnialne i należy sądzić, że występują w skale w postaci drobnolusczkowej, nie tworząc większych, identyfikowalnych mikroskopowo agregatów; zakres zmienności parametru  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  w tonsteinach silezu nie jest duży, węższy w tonsteinach głęboko skaolinityzowanych i szerszy w tonsteinach umiarkowanie skaolinityzowanych (tab. 18, rys. 47).

Średni skład chemiczny tonsteinów górnośląskiej formacji węglonośnej

Składniki chemiczne		Średnia zawartość	Tonsteiny krystaliczne (28 an.)	Tonsteiny krupowe (25 an.)	Tonsteiny zlewne (6 an.)	Tonsteiny złożone			Tuf ryolitowy z Peru <sup>1)</sup>	Ignimbryt z Nowej Zelandii <sup>2)</sup>	Tuf ryolitowy z Walimia (Sudety, karbon; W. Łopot, 1968)
						biotytowe (12 an.)	wielokładnikowe (13 an.)	szkliste (2 an.)			
SiO <sub>2</sub>	średnio odch. stand.	41,60 0,573	46,60 0,716	44,23 0,852	48,74 1,305	52,04 1,890	60,49 2,021	70,81	75,5	74,66	
TiO <sub>2</sub>	średnio odch. stand.	0,15 0,621	0,17 0,648	0,15 0,752	0,56 1,384	0,49 1,503	0,43 1,912	0,19	0,17	0,15	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	średnio odch. stand.	2,73 0,937	2,84 0,572	1,04 0,304	3,12 0,492	2,86 1,046	1,17 1,137	1,11	0,35	1,80	
FeO	średnio odch. stand.	1,26 0,746	0,91 0,491	1,39 0,485	2,01 0,581	1,26 1,173	0,64 1,294	0,06	0,20	0,30	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	średnio odch. stand.	34,12 0,728	33,71 0,691	33,62 0,858	28,93 1,467	29,87 1,753	27,03 2,068	13,12	13,50	13,05	
MgO	średnio odch. stand.	0,46 0,830	0,23 1,042	1,18 0,479	1,96 1,355	0,43 1,872	0,18 1,983	0,35	0,20	0,43	
CaO	średnio odch. stand.	0,34 0,501	0,68 0,730	0,72 0,629	1,74 1,020	1,13 1,482	0,80 2,089	1,05	1,30	0,75	
Na <sub>2</sub> O	średnio odch. stand.	0,11 0,799	0,31 0,936	0,40 1,140	0,84 2,385	1,64 2,569	0,73 3,043	4,92	4,29	1,20	
K <sub>2</sub> O	średnio odch. stand.	0,29 0,873	1,73 0,925	1,61 0,744	3,95 1,849	3,86 2,036	5,88 2,107	4,20	3,56	5,45	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	średnio odch. stand.	0,18 0,591	0,17 0,747	0,52 0,930	0,94 0,862	0,21 1,583	0,09 1,038	0,00	0,06	0,02	
Str. praż.	średnio odch. stand.	18,32 2,325	12,66 1,941	15,65 2,872	7,13 3,922	6,35 3,163	2,55 2,580	—	—	—	
Suma	średnio odch. stand.	99,56 0,568	100,01 0,853	100,51 1,047	99,92 1,465	100,14 1,782	99,99 1,818	95,81	99,13	97,81	

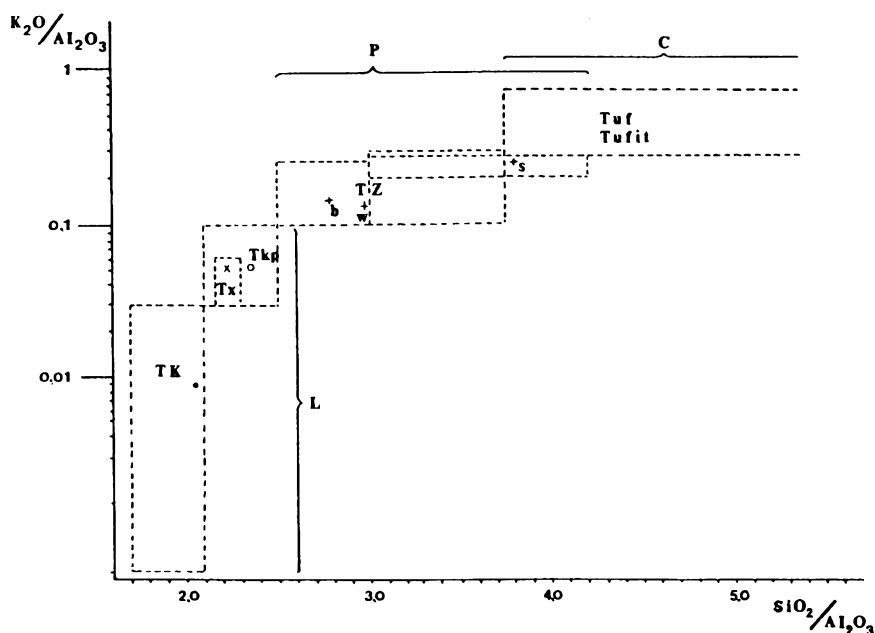
<sup>1)</sup>Jenks W., Goldich S., 1950: *Rhyolitic tuff flows in southern Peru*. *Jur. Geology*, 64: 156—172.<sup>2)</sup>Cook E.F. 1966: *Tufflavas and ignimbrites*. Elsevier, New York: 212.

Tabela 18

Zakres zmienności stosunków drobinowych  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  oraz  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$   
w tonsteinach, tufach i tufitach górnośląskiej formacji węglonośnej

Mikro- struktura tonsteinu		$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$		$\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$		Uwagi
		od — do	średnio odch. stand.	od — do	średnio odch. stand.	
Krystaliczna		1,70—2,10	2,07 0,942	0,001—0,030	0,009 1,531	28 analiz typowanych mikroskopowo
Krupowa		2,10—2,50	2,35 0,856	0,030—0,100	0,054 1,592	25 analiz typowanych mikroskopowo
Zlewna		2,15—2,30	2,23 0,891	0,030—0,062	0,52 1,470	6 analiz typowanych mikroskopowo
Złożona	biotytowa	2,50—3,00	2,77 1,635	0,100—0,250	0,140 2,574	12 analiz typowanych mikroskopowo
	wieloskła- dnikowa	2,50—3,75	2,96 1,873	0,100—0,300	0,139 2,691	13 analiz typowanych mikroskopowo
	szklista	3,00—4,20	3,80 2,130	0,200—0,280	0,238 2,864	2 analizy typowane mikroskopowo
Tufy i tufity		3,75—10,00	7,52 3,368	0,280—0,750	0,496 3,792	wg 36 analiz chemicz- nych zaczerpniętych z publikowanej i nie publikowanej litera- tury

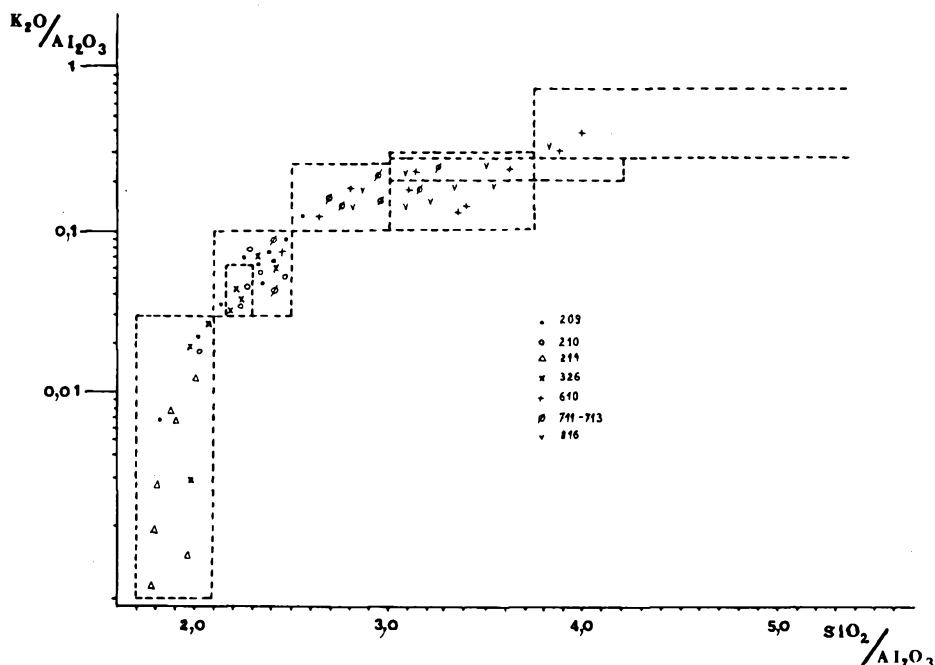
— Alkalia, a szczególnie potas są czułym wskaźnikiem przemian zaistniałych w zgromadzonym w środowisku węglotwórczym materiale piroklastycznym; stosunek drobinowy  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  w różniących się strukturalnie i mineralogicznie tonsteinach silezu ujawnia znaczący ubytek potasu w osadzie tufogenicznym równoległe do wzrostu stopnia jego kaolinityzacji (tab. 18, rys. 47); określone na podstawie analiz chemicznych zakresy zmienności stosunku drobinowego  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , odniesione do stosunku drobinowego  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , pozwoliły wyodrębnić oparte na tych parametrach pola klasyfikacyjne, skorelowane ze strukturą i składem mineralnym tonsteinu (tab. 18, rys. 47); diagram  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  do  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  wykorzystano dla przeanalizowania i zilustrowania widocznej makro- i mikroskopowo zmienności lateralnej struktury, składu mineralnego i powiązane go z nimi stopnia przemiany materiału piroklastycznego w niektórych ważniejszych horyzontach tonsteinowych górnośląskiej formacji węglonośnej (rys. 48); z analizy tej wynika, że tonstein z pokładu 209 plasował się najczęściej w polu klasyfikacyjnym tonsteinów krupowych i zmieniał lateralnie skład chemiczny na odpowiadający tonsteinom krystalicznym lub tonsteinom złożonym biotytowym, a tonstein z pokładu 210 plasował się



Rys. 47. Stosunki drobinowe  $K_2O/Al_2O_3$  i  $SiO_2/Al_2O_3$  w tonsteinach górnoląskiej formacji węglonośnej

TK — tonsteiny krystaliczne, Tx — tonsteiny zlewne, Tkp — tonsteiny krupowe, TZ — tonsteiny złożone, TZb — tonsteiny złożone biotytowe, TZs — tonsteiny złożone wieloskładnikowe, TZs — tonsteiny złożone szkliste, L — tonsteiny głęboko skaolinityzowane, występujące głównie w serii limnicznej, P — tonsteiny umiarkowanie skaolinityzowane, występujące głównie w serii paralicznej, C — tufy i tufity górnoląskiej formacji węglonośnej

głównie w polu klasyfikacyjnym tonsteinów krupowych lub zlewnych, rzadziej krystalicznych, podczas gdy tonstein z pokładu 214, krystaliczny, zmieniał się niewiele; większa zmienność charakteryzuje natomiast tonstein z pokładu 326, który może lateralnie przekształcić się w tonstein krupowy lub krystaliczny; podobnie zmienny lateralnie jest tonstein z pokładu 610, najczęściej złożony wieloskładnikowy, ale także często krupowy, złożony biotytowy, złożony szklisty; występując jako wkładka w skałach płonnych otaczających pokład węgla zachowuje skład mało zmienionego tufu; również duże zróżnicowanie lateralne wykazuje tonstein z pokładu 713—711, najczęściej złożony biotytowy, ale także często krupowy, złożony szklisty i złożony wieloskładnikowy; tonstein z pokładu 816, przeważnie złożony wieloskładnikowy, może być także złożony biotytowy, złożony szklisty lub przechodząc w otaczające pokład węgla skały płonne może zachować skład tufitu; z analizy tej wynika, że tonsteiny serii paralicznej górnoląskiej formacji węglonośnej są przeważnie umiarkowanie skaolinityzowane, aż do zachowania składu niewiele zmienionego tufu, choć lokalnie mogą zawierać odcinki horyzontów silniej skaolinityzowane,



Rys. 48. Stosunki drobinowe  $K_2O/Al_2O_3$  i  $SiO_2/Al_2O_3$  w ważniejszych horyzontach tonsteinowych górnośląskiej formacji węglonośnej

podczas gdy tonsteiny serii limnicznej silezu są przeważnie silnie skaolinityzowane, choć mogą zawierać lokalnie też odcinki horyzontów umiarkowanie skaolinityzowanych; znaczące obniżenie się stopnia kaolinityzacji osadu tufogenicznego występuje zwykle w sytuacjach, gdy horyzont tonsteinowy jest w skałach płonnych otaczających pokład węgla; zmiana stopnia kaolinityzacji materiału piroklastycznego w horyzoncie tufogenicznym odbywa się zwykle w sposób ciągły, gradacyjnie.

- Wyraźna przewaga żelaza utlenionego nad żelazem zredukowanym wykazana w większości analiz chemicznych sugeruje możliwość utrzymywania się w jednej z faz przekształceń diagenetycznych osadów tufogenicznych warunków utleniających; głównym nośnikiem żelaza w osadach tufogenicznych był biotyt; duża zawartość żelaza wykazana w niektórych próbkach tonsteinów krystalicznych (np. w tonsteinie z pokładu 208 KWK „Jaworzno”,  $FeO + Fe_2O_3 = 3,68—4,57$ ), porównywalna z jego zawartością w tonsteinach złożonych biotytowych (np. w tonsteinie złożonym biotytowym z pokładu 713—711 niecki jejkowickiej,  $FeO + Fe_2O_3 = 3,21—5,07$ ) sugeruje, że powstały one często w wyniku kaolinityzacji osadu tufogenicznego o podobnym pierwotnym składzie mineralnym,
- Obliczony zgodnie ze wskaźnikiem D. A. Spearsa i R. Kanaris-Sotiriou (1976) stosunek drobinowy  $TiO_2/Al_2O_3$  wskazuje, że tonsteiny



górnosławskiej formacji węglonośnej mieszczą się z uwagi na ten parametr wśród produktów kwaśnego wulkanizmu (tab. 19); zauważalny jest relatywny spadek tego stosunku w coraz to silniej skaolinityzowanych tonsteinach; wskazuje to na inertność tytanu w procesach przemian materiału piroklastycznego,

- Biotyt jest ważnym nośnikiem magnezu w osadach tufogenicznych silezu; wskazuje na to największa średnia jego zawartość w tonsteinach złożonych biotytowych,

Tabela 19

Stosunki drobinowe  $TiO_2/Al_2O_3$  w tonsteinach górnosławskiej formacji węglonośnej

Przedziały stosunku drobinowego $TiO_2/Al_2O_3$		0,001—0,005	0,006—0,010	0,011—0,015	0,016—0,020	powyżej 0,020
Mikrostruktura tonsteinu						
Krystaliczna		0,002—0,005 (4 analizy)	0,006—0,009 (21 analizy)	0,012—0,013 (3 analizy)	—	—
Krupowa		0,001—0,003 (2 analizy)	0,006—0,010 (17 analizy)	0,011—0,015 (6 analizy)	—	—
Zlewna		0,003 (1 analiza)	0,006—0,009 (4 analizy)	0,011 (1 analiza)	—	—
Złożona	biotytowa	—	—	0,013—0,014 (2 analizy)	0,017—0,018 (3 analizy)	0,022—0,031 (7 analizy)
	wieloskładnikowa	—	—	0,011—0,014 (3 analizy)	0,016—0,020 (8 analizy)	0,023—0,025 (2 analizy)
	szklista	—	—	0,012 (1 analiza)	0,018 (1 analiza)	

- Prawie wszystkie średnie zawartości składników chemicznych tonsteinów górnosławskiej formacji węglonośnej są niższe od analogicznych parametrów tufów i tufitów; jedynie zawartość  $Al_2O_3$  wykazuje wyraźną tendencję wzrostu w coraz to silniej skaolinityzowanych tonsteinach; ciągle przejście od tufów i tufitów, poprzez umiarkowanie skaolinityzowane tonsteiny złożone, aż do bardzo silnie skaolinityzowanych tonsteinów krystalicznych wskazuje na istotny wpływ warunków fizykochemicznych środowiska sedymentacji i diagenety na kształtowanie się składu mineralnego finalnego produktu przemiany materiału piroklastycznego; zasadnicza różnica stopnia kaolinityzacji wkładek materiału piroklastycznego z serii paralicznej i z serii limnicznej górnosławskiej formacji węglonośnej spowodowana została głównie odmiennością warunków fizykochemicznych panujących w środowiskach sedymentacji i diagenety obu serii.

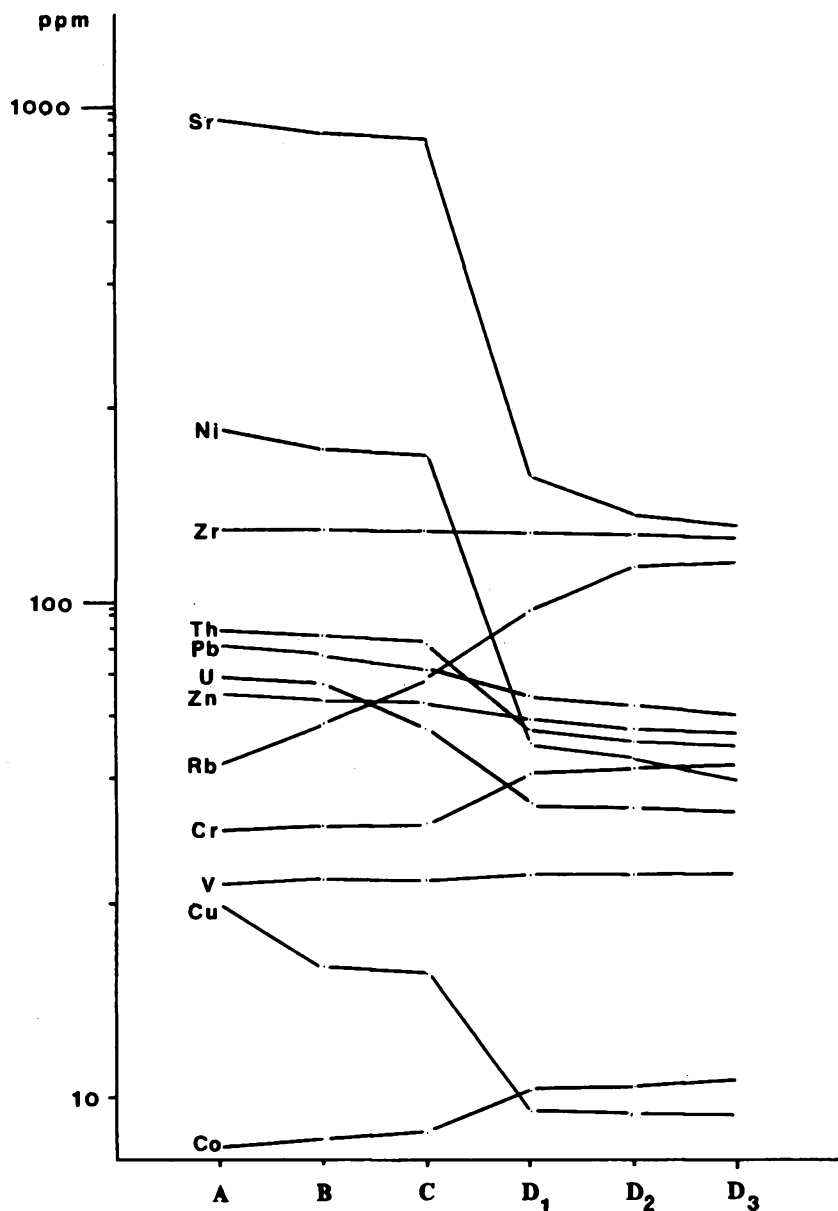
## 9. Pierwiastki śladowe w tonsteinach Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Z analizy pierwiastków śladowych różniących się strukturalnie tonsteinów wynika, że wraz ze wzrostem stopnia kaolinityzacji następuje wyraźny wzrost koncentracji niektórych pierwiastków, szczególnie strontu, niklu, ołowiu, miedzi i cynku oraz toru i uranu (tab. 20, rys. 49). Jedynie rubid wykazuje

Tabela 20

Zawartość pierwiastków śladowych w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej

Średnia zawartość Pierwiastek		Mikrostruktura tonsteinu					
		krystaliczna	krupowa	zlewna	złożona		
					biotytowa	wieloskładnikowa	szklista
Ni	średnio odch. stand.	109 ppm 0,324	108 ppm 0,451	108 ppm 0,472	35 ppm 0,603	34 ppm 0,597	30 ppm 0,564
Co	średnio odch. stand.	2 ppm 0,431	3 ppm 0,386	5 ppm 0,402	11 ppm 0,237	12 ppm 0,360	14 ppm 0,452
V	średnio odch. stand.	21 ppm 0,348	23 ppm 0,275	22 ppm 0,651	24 ppm 0,204	24 ppm 0,311	25 ppm 0,301
Cr	średnio odch. stand.	25 ppm 0,276	26 ppm 0,307	26 ppm 0,293	31 ppm 0,648	32 ppm 0,492	33 ppm 0,509
Zn	średnio odch. stand.	45 ppm 0,174	44 ppm 0,203	44 ppm 0,472	40 ppm 0,299	39 ppm 0,386	39 ppm 0,104
Cu	średnio odch. stand.	20 ppm 0,340	17 ppm 0,206	16 ppm 0,422	9 ppm 0,735	9 ppm 0,209	8 ppm 0,341
Rb	średnio odch. stand.	31 ppm 0,694	38 ppm 0,588	48 ppm 0,741	92 ppm 0,839	102 ppm 0,677	103 ppm 0,588
Sr	średnio odch. stand.	894 ppm 0,126	863 ppm 0,232	857 ppm 0,197	179 ppm 0,466	135 ppm 0,360	132 ppm 0,400
Zr	średnio odch. stand.	126 ppm 0,035	127 ppm 0,506	127 ppm 0,341	128 ppm 0,126	127 ppm 0,275	127 ppm 0,047
Pb	średnio odch. stand.	65 ppm 0,245	60 ppm 0,361	54 ppm 0,289	46 ppm 0,411	45 ppm 0,338	45 ppm 0,837
Th	średnio odch. stand.	69 ppm 0,172	68 ppm 0,188	68 ppm 0,221	38 ppm 0,395	37 ppm 0,308	38 ppm 0,339
U	średnio odch. stand.	50 ppm 0,376	49 ppm 0,295	38 ppm 0,448	27 ppm 0,504	27 ppm 0,270	26 ppm 0,107



Rys. 49. Zawartość niektórych pierwiastków śladowych w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej

A — tonsteiny krystaliczne, B — tonsteiny zlewne, C — tonsteiny krupowe, D — tonsteiny złożone, D<sub>1</sub> — tonsteiny złożone biotytowe, D<sub>2</sub> — tonsteiny złożone wieloskładnikowe, D<sub>3</sub> — tonsteiny złożone azkliste

ważniejszy spadek zawartości w silniej skałinityzowanych tonsteinach. Spadek zawartości rubidu jest skorelowany z ubytkiem potasu (tab. 17), co zostało spowodowane dużym pokrewieństwem chemicznym obu pierwiastków, sprzyjającym podobnemu zachowaniu się w procesach przemian materiału piroklastycznego w warunkach hipergenicnych. Niewielki spadek koncentracji wykazuje także kobalt i chrom. Pozostałe przeanalizowane pierwiastki charakteryzują się stabilnością średniej zawartości, która jest niezależna od stopnia przemiany materiału piroklastycznego.

Zmiany zawartości strontu, niklu, rubidu, toru i uranu są na tyle wyraźne, że mogą być wykorzystane do oceny stopnia kaolinityzacji pierwotnego materiału piroklastycznego, gdyż stront, nikiel i tor uległy koncentracji w kaolinicie, rubid był odprowadzany, a uran, związany występowaniem z cyrkonem, powiększył swoją zawartość wskutek dużej odporności cyrkonu na przemiany.

## 10. Podsumowanie i wnioski

Warunki fizykochemiczne panujące w środowisku węglotwórczym sprzyjały przemianom materiałów piroklastycznych w różnorodne skały tufogeniczne. Tonsteiny są produktem jednego z kilku możliwych kierunków przemian, a mianowicie kaolinityzacji. Ich duże zróżnicowanie petrograficzne jest powodem rozbudowanego nazewnictwa stosowanego w opisie i klasyfikacji.

Zasadnicze zróżnicowanie tonsteinów górnoląskiej formacji węglonośnej polega na występowaniu osadów tufogenicznych:

- umiarkowanie skaolinityzowanych, o zmiennym składzie mineralnym, dużej zawartości rezystatów, dobrze czytelnych strukturach sedymentacyjnych, mikroskopowo identyfikowalnym pierwotnym składzie mineralnym,
- głęboko skaolinityzowanych, o dość jednolitym składzie mineralnym, małej zawartości rezystatów i mikroskopowo przeważnie nieczytelnym pierwotnym składzie mineralnym.

Zarówno umiarkowanie, jak i głęboko skaolinityzowane osady tufogeniczne powstały w wyniku przemian tufów i tufitów ryolitowych. Tworzący horyzonty tonsteinowe materiał piroklastyczny mógł być dostarczany zarówno z dość blisko położonych obszarów (NE obrzeżenie GZW, Sudety), jak i z bardziej odległych obszarów Europy. O zasięgu materiału piroklastycznego decyduje głównie wielkość i rodzaj erupcji oraz dominujący kierunek wiatrów. Transportowany prądami powietrznymi materiał piroklastyczny składał się głównie z pyłowych i piaszczystych frakcji ziarn szkliska wulkanicznego, biotyту, kwarcu, sanidynu, cyrkonu, apatyту i nielicznych fragmentów ciasta skalnego ryolitoidów.

Wkładki osadów tufogenicznych w utworach karbonu górnoląskiego charakteryzują się lateralną i często także wertykalną zmianą składu mineralnego, wielkości ziarna i struktury. Zmiany te były warunkowane rodzajem i przebiegiem erupcji wulkanicznej oraz dyferencjacją materiału piroklastycznego podczas transportu. Stąd identyfikowalne kartograficznie „wyspowe”

obszary występowania osadów tufogenicznych o szczególnie dużej zawartości biotyту (tonsteiny złożone biotytowe) lub obfitujące w szkliwo wulkaniczne (tonsteiny złożone szkliste). Przeważnie jednak osad tufogeniczny złożony był z występujących w podobnych proporcjach trzech głównych składników piroklastycznych: pirokwarcu, biotyту i szkliwa wulkanicznego (tonsteiny złożone wieloskładnikowe). Podobne zróżnicowanie lateralne wykazuje także wielkość ziarn składników materiału piroklastycznego. Wertykalnie zmiana wielkości ziarna może następować we wkładce tonsteinowej nawet kilkakrotnie (uziarnienie frakcjonalne wielokrotne). „Wyspowa” lateralna zmiana składu mineralnego i uziarnienia materiału piroklastycznego jest charakterystyczna dla opadu atmosferycznego drobnoziarnistego materiału w obszarach oddalonych znacznie od źródła (od kilkudziesięciu do kilkuset kilometrów).

Tonsteiny górnośląskiej formacji węglonośnej charakteryzuje lateralna i wertykalna zmiana stopnia kaolinityzacji. Osady tufogeniczne serii paralicznej są przeważnie umiarkowanie skaolinityzowane, choć lokalnie mogą zawierać odcinki silniej skaolinityzowane. Osady tufogeniczne serii limnicznej są przeważnie silnie skaolinityzowane, choć lokalnie mogą zawierać odcinki umiarkowanie skaolinityzowane. Największe obniżenie się stopnia kaolinityzacji materiału piroklastycznego ma zwykle związek z występowaniem wkładki tufogenicznej wśród skał płonnych. Ten sam horyzont tonsteinowy występujący już jako wkładka w pokładzie węgla wykazuje wyraźnie wyższy stopień kaolinityzacji.

Stopień kaolinityzacji pierwotnego materiału piroklastycznego wyraża się charakterystycznymi trendami zmian składu chemicznego tonsteinów. Stwierdzono, że najlepszym kryterium chemicznym umożliwiającym klasyfikację skaolinityzowanych w różnym stopniu wkładek tufogenicznych jest diagram oparty na stosunku drobinowym  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  do  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (rys. 47). Diagram ten odzwierciedla pośrednio wpływ wywierany przez roślinność na przemiany zdeponowanego w bagnisku węglotwórczym materiału piroklastycznego. Wiadomo, że roślinność obniża stężenie jonów niektórych pierwiastków w roztworach glebowych, w tym i potasu. Zużycie jonów potasu sprzyja wydatnie kaolinityzacji (rys. 12). Niektóre pierwiastki śladowe też są „wrażliwe” na stopień kaolinityzacji (stront, nikiel, rubid, tor i uran). Tylko rubid zmniejsza swoją zawartość wraz z wzrastającym stopniem kaolinityzacji materiału piroklastycznego, zachowując się podobnie jak potas. Ma to związek z dużym pokrewieństwem chemicznym obu pierwiastków. Pozostałe pierwiastki zwiększają zawartość w miarę wzrastającego zaawansowania kaolinityzacji materiału piroklastycznego.

Z większym stopniem kaolinityzacji materiału piroklastycznego wiążą się istotne zmiany dotyczące składniki pirogeniczne. Kwarc, uznawany powszechnie w warunkach hipergenicznych za praktycznie inertny, podczas przemian w warunkach fizykochemicznych bagniska węglotwórczego ulega rozpuszczaniu

lub illityzacji. Dużą zawartość wykrywalnego tylko metodą rentgenograficzną mikrokrystalicznego kwarcu w głęboko skaolinityzowanych tonsteinach zinterpretowano jako uboczny produkt kaolinityzacji glinokrzemianów. Kwarc ten jest bardzo groźny dla załóg górniczych eksploatujących pokłady węgla z wkładkami tonsteinowymi. Z danych L. Bougnières (1976) wynika, że podjęcie eksploatacji w pokładzie z wkładką tonsteinową, zawierającą mikrokrystaliczny kwarc, powoduje po 5—7 latach wielokrotny wzrost zachorowalności na pylicę krzemową. Biotyt występuje w omawianych tonsteinach w różnych stadiach przemiany; od zupełnie „świeżo” wyglądającego mikroskopowo, poprzez w różnym stopniu „spęczniały”, aż do całkowicie skaolinityzowanego. Przemiana biotytu w kaolinit odbywała się często za pośrednictwem faz pośrednich: illitu 1M, minerałów o strukturze mieszanopakietowej. Jeszcze intensywniejszym przemianom ulegał sanidyn, szkliwo wulkaniczne i nieliczne fragmenty ciasta skalnego wulkanitów. W głęboko skaolinityzowanych wkładkach osadów tufogenicznych składniki te praktycznie nie występują.

Mikroskopowa analiza rezystatów i form występowania minerałów ilastych, a zwłaszcza kaolinitu, w tonsteinach górnośląskiej formacji węglonośnej wskazuje, że silnie skaolinityzowane osady tufogeniczne powstały w wyniku głębokiej przemiany wkładki materiału piroklastycznego, których budowa i skład mineralny były podobne do analogicznych cech tonsteinów umiarkowanie skaolinityzowanych (tonsteinów złożonych). Określenie składu pierwotnego materiału piroklastycznego głęboko skaolinityzowanych tonsteinów obecnie nie zawsze jest możliwe. Dlatego też trafniej jest sklasyfikować te skały, opierając się na mikroskopowo czytelnych formach występowania kaolinitu.

Przyczyną różnicy stopnia kaolinityzacji osadów tufogenicznych serii paralicznej i serii limnicznej górnośląskiej formacji węglonośnej były warunki fizykochemiczne środowiska sedymentacji i diagenety. Środowisko węglotwórcze serii paralicznej, narażone na oddziaływanie słonych wód morskich, stwarzało tylko ograniczone możliwości pełnej kaolinityzacji materiału piroklastycznego. Natomiast środowisko węglotwórcze serii limnicznej, funkcjonujące w strefie oddziaływania wód meteorycznych, miało korzystniejsze warunki dla pełnej kaolinityzacji materiału piroklastycznego. Jednak lokalne zmiany stopnia kaolinityzacji materiału piroklastycznego w wkładkach tufogenicznych zarówno serii paralicznej, jak i limnicznej wskazują, że niższy lub wyższy lokalnie stopień kaolinityzacji poszczególnych horyzontów tonsteinowych kształtowany był zmieniającymi się także lokalnie warunkami fizykochemicznymi środowiska sedymentacji i diagenety, sprzyjającymi kaolinityzacji lub ją ograniczającymi.

## 11. Literatura

- August C., Hałuszczak A., Janeczek J., Lorenc S., Siągło H., 1985: *Mineralogical and petrographic features of kaolinite rock (tonstein) from "Bełchatów" Brown Coal Mine*. Min. Polonica, vol. 16/1: 37—51.
- Bederke R., 1943: *Zur Stratigraphie und Flözgleichstellung der Nikolauer Schichten*. Glückauf, 79: 54—58.
- Bischof G., 1863: *Lehrbuch der chemischen und physicalischen Geologie*. 2. Aufl., Bol. 3. Bonn.
- Bocheński T., Bolewski A., 1958: *Bemerkungen über die Tonsteine im süd-östlichen Teile des oberschlesischen Steinkohlenbeckens*. Bull. Acad., Pol. Sc., vol. 6.
- Bohor B.F., 1976: *Mineralogic and textural features of some altered volcanic ash (tonstein) layers in coal-bearing facies of the Rocky Mountains region*. The Clay Miner. Soc., 25th An. Caly Min. Conf., Corvallis, Or.
- Bohor B.F., Phillips R.E., Pollastro R.M., 1979: *Altered volcanic ash partings in Wasath Formation coal beds of Northern Powder river basin. Composition and geologic applications*. U.S. Geol. Surv., Op. File Report; 79—1203.
- Bolewski A., 1937: *Badania petrograficzne pokładu „Radość Henryka IV” kopalni „Szyby Piast” w Lendzinach na Górnym Śląsku*. Spraw. P. Inst. Geol., vol. 9/1.
- Bolewski A., Budkiewicz M., 1965: *Nebengesteine der Ziemowit Grube zu Lendziny (Oberschl.)*. Bul. Acad. Pol. Sc., vol. 13.
- Bolewski A., Michałek Z., 1962: *Illy montmorillonitowe (bentonity) w karbonie produktywnym okolic Bytomia*. Spraw. z pos. PAN. Oddz. w Krakowie, vol. 13/2.
- Bolewski A., Michałek Z., Stopa S.Z., 1963: *Utwory montmorillonitowe warstw porębskich w niecce bytomskiej*. Prz. Geol., 7.
- Bolewski A., Kubisz J., Parachoniak W., 1969: *Produkty degradacji mik w skałach montmorillonitowych karbonu górnośląskiego. I. Skały montmorillonitowe z Chorzowa*. Pr. Mineralog., 20: 37—64.
- Bolewski A., Kłapyta Z., Kubisz J., Parachoniak W., 1970: *Produkty degradacji mik w skałach montmorillonitowych karbonu górnośląskiego. II. Skały montmorillonitowe*. Pr. Mineralog., 22.
- Bolewski A., Parachoniak W., 1982: *Petrografia*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Borowski J., Piłat T., 1968: *Przejawy wulkanizmu w karbonie kopalni „Jastrzębie” i „Moszczenica”*. Pr. GIG., nr 434, Katowice.
- Bougnières L., 1976: *Tonsteins d'origine cinéritique et pneumoconiose*. Acad. Sci. Comptes Rendus, 283 (D): 707.
- Bouroz A., 1962: *Sur la pluralité d'origine des tonsteins (A propos d'une cinérite oligocène du Japon)*. Ann. Soc. Géol. Nord., t. 82: 77—94.



- Bouroz A., 1962: *La sédimentation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique*. C.R. 4<sup>e</sup> Congr. Strat. et Géol. du Carb., Heerlen, 1958.
- Bouroz A., 1965: *Sur une cinérite du bassin de l'Ishikari (Japon)*. Ann. Soc. Géol. Nord, t. 84: 309—313.
- Bouroz A., 1972: *Utilisation des marqueurs d'origine volcanique en stratigraphie. Exemples d'application dans les gisements houillers*. Mém. B.R.G.M., nr 77.
- Bouroz A., Spears D.A., Arbey F., 1983: *Essai de synthèse des données acquises sur la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers*. Mémoires Soc. Geol. du Nord, t. 16: 114.
- Bronsart G., 1967: *Vergleich der Kaolin-Kohlentonstein-Entwicklungen verschiedener jung-paläozoischer Kohlenbecken Europas und Untersuchungen über die Ursachen ihrer Abweichungen*. Inaugural-Dissertation, Julius-Maximilians Universität zu Würzburg.
- Brousse R., 1975: *Précis de Géologie. I. Pétrologie*. Paris.
- Budkiewicz M., 1948: *Łupki towarzyszące pokładowi węgla w krakowskim obszarze zagłębia węglowego*. Prz. Gór., 8.
- Budkiewicz M., 1948: *Karbońskie łupki ogniotrwale*. Hutnik, 13.
- Budkiewicz M., 1954: *Karbońskie łupki ilaste jako wartościowy surowiec przemysłowy*. Wyd. Stowarzyszenia Wych. AGH, 19.
- Budkiewicz M., Wajszel J., 1963: *Tonstein z pokładu węglowego 712 z kopalni „Marcel” koło Rybnika*. Biul. PAN, t. 11/1.
- Budkiewicz M., Heflik W., 1970: *Przerosty łupków ilastych z pokładów węgla kamiennego z kopalni „Marcel” koło Rybnika*. Z. Nauk. AGH, Geol., 13.
- Burger K., 1956: *Mikropetrographische Beobachtungen zur Geneze der Graupen und Kristalltonsteine*. Chemie der Erde, 18: 47—55.
- Burger K., 1962: *Die Kaolin-Kohlentonsteine der Unteren und Mittleren Essener Schichten des Westfal B im Mittleren Ruhrrevier*. Fortschr. Geol. Rhein. u. Westf., 3/2: 653—670.
- Burger K., 1964: *Stratigraphie und Petrographie des neuen Kaolin-Kohlentonsteins des Flözes H1(EB) in den Oberen Essener Schichten (Westfal B) des Ruhrkarbons*. Fortschr. Geol., Rhld. u. Westf., 12: 451—472.
- Burger K., 1979: *Vorkommen und stratigraphische Verteilung des Kaolin-Kohlentonsteine in der Kohlenrevieren der Erde*. C.R. 8., Congr. Strat. et Géol. du Carb., Moscou, 1975.
- Burger K., 1982: *Kohlentonsteine als Zeitmarken, ihre Verbreitung und ihre Bedeutung für die Exploration und Exploitation von Kohlenlagerstätten*. Z. dt. geol. Ges., 133: 201—255.
- Burger K., Eckhardt F.J., Stadler G., 1962: *Zur Nomenklatur und Verbreitung der Kaolin-Kohlentonsteine im Ruhrkarbon*. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3/2: 525—540.
- Dapples E.C., 1967: *Silica as an agent in diagenesis*. In: *Diagenesis in Sediments*. Developments in Sedimentology, 8: 92—121.
- Dembowski Z., Porzycki J., 1988: *Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego*. Pr. Inst. Geol., 122.
- Dopita M., Králík J., 1969: *Zur Mineralogie und Petrographie der Zwischenmittel im tschechoslowakischen Teil des Steinkohlenbeckens von Horni Slezko*. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. B., Miner. Lagerstättenf., 14/1: 49—71.
- Dopita M., Králík J., 1977: *Uhelne tonsteiny Ostravsko-Karvinskeho reviru*. Ostrava.
- Ebeling F., 1913: *Die geologischen Verhältnisse des Niederschlesisch-Böhmischen Beckens*. Fortschr., Z. 12, Breslau.
- Eckhardt F.J., Gaertner H.R., 1962: *Zur Entstehung und Umbildung der Kaolin-Kohlentonsteine*. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3/2: 623—640.
- Francis E.H., 1969: *Les tonstein du Royaume-Uni*. Ann. Soc. Géol. du Nord, t. 89: 209—214.
- Fritz H., Tardy J., 1973: *Etude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. Application à la genèse des podzols et des bauxites*. Sci. Géol. Bull., 26/4: 339—367.

- Füchtbauer H., Müller G., 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine*. Stuttgart.
- Gabzdyl W., 1964: *Przejawy metamorfizmu kontaktowego w kopalni „Jastrzębie”*. Zesz. Nauk. Pol. Śl., nr 124, Gliwice.
- Gabzdyl W., 1968: *Zjawiska metamorfizmu kontaktowego i procesy hydrotermalne w skałach karbońskich pn.-zach. części GZW*. Pos. K.N.G. PAN. Kraków.
- Gabzdyl W., 1984: *Dalsze stwierdzenia tonsteimu w pokładzie 610 GZW*. Prz. Geol., 1: 19—24.
- Gabzdyl W., 1990: *Charakterystyka petrograficzna tonsteinów GZW*. Zesz. Nauk. Pol. Śl., nr 187, Gliwice.
- Gabzdyl W., Dudziak T., Tomica J., 1969: *Przejawy wulkanizmu w strefie nasunięcia michałkowskiego i faldy orłowskiego w pn.-zach. części GZW*. Prz. Geol., 3.
- Gabzdyl W., Trela Z., 1979: *O występowaniu niestających przerostów łupków ogniotrwałych w pokładach warstw łaziskich GZW*. Kwart. Geol., 20/2.
- Gabzdyl W., Dużniak S., 1986: *Rola tonsteimu z pokładu 610 w indentyfikacji pokładów węgla warstw porębskich w obszarze górniczym kopalni „Knurów” i „Sośnica”*. Prz. Gór., 7—8: 210—214.
- Garrels R.M., Christ C.L., 1965: *Solutions, minerals and equilibria*. New York.
- Gawroński L., 1923: *Możliwości występowania ilołupków i glin ogniotrwałych w Zagłębiu Dąbrowsko-Krakowskim*. Prz. Gór.-Hutn., Dąbrowa Górnicza.
- Guthörl P., 1949: *Neue Beobachtungen über das Vorkommen und die Ausbildung der Tonsteine des Saar-Lotharingischen Karbons*. Glückauf, 85: 521.
- Hanák B., 1983: *Tonsztajny z pokładu 301 kopalni „Siersza”*. VI Symp. Geol. Formacji Węgl. Polski. AGH. Kraków.
- Hartung W., 1943: *Feuerfeste Tone als Flözzmittel im oberschlesischen Steinkohlengebirge, ihre Entstehung und stratigraphische Bedeutung*. Jb. Reichsamt Bodenforsch., 63: 430—467.
- Heflik W., Stenzel-Kolasa A., 1969: *Charakterystyka petrograficzna tufitu z Tworznia koło Golonoga (Górny Śląsk)*. Z. Nauk. AGH, 11.
- Heflik W., Parachoniak W., Ratajczak T., 1972: *A Magmatic Rock from the Bore-Hole Parczew-1 (Lublin Basin)*. Bull. Acad. Pol. Sc., vol. 20/1: 25—30.
- Heim D., 1970: *Die Tonsteine um Unterrotliegenden des Saar Nahe-Gebietes und ihre Beziehungen zu der Kaolin-Kohlentonsteinen*. Z. Dtsch. geol. Gesell., 120: 297—307.
- Helgeson H.C., 1969: *Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures*. Amer. J. Sci., 267: 729—804.
- Hincley D.N., 1963: *Variability in „crystallinity” values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina*. Clays and Clay Min., 11: 229—235.
- Hoehne K., 1951: *Zur Tonstein-bildung in Kohlen-flözen*. Neues Jb. Geol. Paläontol., 7: 201—211.
- Hoehne K., 1954: *Zur Ausbildung und Genese der Kohlentonsteine im Ruhrkarbon*. Chemie der Erde, 17: 6—28.
- Hoehne K., 1956: *Neubildung von Quartz und Kaolinit in Kohlenflözen*. Chemie der Erde, 18: 235—351.
- Hoehne K., 1957: *Tonsteine in Kohlenflözen der Oststaaten von Nordamerika und Ostaustraliens*. Chemie der Erde, 19: 111—128.
- Hoehne K., 1964: *Zur Entstehung und Stratigraphischen Verbreitung des Kaolin-Kohlentonsteine in den wichtigsten Kohlenrevieren der Erde*. Fortsch. Geol. Rheinld. u. Westf., 3/2: 541—562.
- Huff W.D., Türkmenoglu A.G., 1981: *Chemical characteristics and origin of Ordovician K-bentonites along the Cincinnati*. Arch. Clays and Clay Minerals, 29: 113—123.
- Jachowicz A., Kozłowski K., Łapot W., Hitnarowicz T., Chłopek K., 1987: *Badania paleontologiczne, palinologiczne i petrograficzne umożliwiające określenie pozycji stratygraficznej pokładów węgla w otworach badawczych B-242 i B-243 odwierconych w KWK „Julian”*. Arch. ZRG Sosnowiec (maszynopis).

- Jachowicz A., Kozłowski K., Łapot W., 1988: *Badania petrograficzne i palinologiczne umożliwiające określenie pozycji stratygraficznej pokładów węgla oraz niektórych cech skał towarzyszących w trzech otworach badawczych odwierconych w kopalni „Jaworzno”*. Arch. ZRG Sosnowiec (maszynopis).
- Kasza L., Gotowała R., Lorenc S., 1982: *O możliwości wykorzystania tonsteinu dla korelacji poziomów węglowych KWB „Belchatów”*. Prz. Geol., 4: 191—192.
- Kirsch J., Hallbauer D., 1960: *Über des Vorkommen von Sanidin in einem Tonstein des Ruhrkarbons*. Neues Jahrb. Mineral., 3: 52—57.
- Kirsch J., 1966: *Chlorite-illite tonstein in high-rank coals from Queensland. Australia. Notes on regional epigenetic grade and coal rank*. Amer. J. Sci., 264: 386—397.
- Kozłowski K., Łapot W., 1976—1981: *Geochemiczne przemiany odpadów karbońskich w aspekcie ich rekultywacji i zagospodarowania (badania petrograficzne i chemiczne)*. Arch. IPIŚ Zabrze (maszynopis).
- Kozłowski K., Łapot W., 1982—1983: *Określenie składu chemicznego i mineralogicznego skał przywęglowych*. Arch. IPIŚ Zabrze (maszynopis).
- Kozłowski K., Łapot W., 1987: *Charakterystyka petrograficzna wybranych prób skalnych z rdzenia wiertniczego otworu G-952 z KWK „Kazimierz-Juliusz”*. Arch. ZRG Sosnowiec (maszynopis).
- Králík J., 1961: *Tonsteine im Ostrau-Karwiner Steinkohlenbezirk*. Bergbau Archiv, 22/1: 57.
- Králík J., 1963: *Nové horizonty pro identifikaci sloji v hornoslezské panvi a jejich geneze*. VŠB Ostrava.
- Králík J., 1964: *Koreláce mezi československou a polskou částí hornoslezské pánve pomoci tufitických proplastků uhelných sloji v hrušovských a jakloveckých vrstvách*. Sb. věd. prací VŠB v Ostrave, rada hornicko-geologická, X, nr 1—2: 87—103.
- Králík J., 1971: *Biotyt ze zjilovelých tufu (tonsteinu) v jakloveckých slojích ostravsko-karvinského revíru a produkty jeho diagenetické premeny*. Sbor. věd. prací VŠB Ostrava, 12/2: 31—47.
- Králík J., Weiss Z., Mrazkova O., 1972: *Príspevek k metodice rentgenometrického výzkumu alkalických živcu*. Sbor. věd. prací VŠB Ostrava, 13/1: 1—15.
- Kuhl J., 1954: *Przyczynek do poznania tufogenicznych skał karbońskich Górnego Śląska*. Roczn. PTG, 20.
- Kuhl J., 1957: *Surowce mineralne towarzyszące złożom węgla i ich wykorzystanie*. Prz. Geol., 6: 248—255.
- Kuhl J., 1960: *Kristalltonsteine die in Kohlenflözen als vulkanische Elemente zu betrachten sind, als leitführende Horizonte bei der Parallelstellung der Flöze im oberschlesischen Kohlenbecken*. Freiburger Forsch., C 80: 149—157.
- Kuhl J., 1972: *Nowe stwierdzenie występowania łupków ogniotrwałych w dolnych warstwach mikolowskich i porębskich*. GZW. Prz. Geol., 8—9: 382—386.
- Kuhl J., 1974: *Karboński łupek szlifierski z kop. „Gliwice”, jego budowa mineralna, geneza i wartość przemysłowa*. Wyd. „Separator” 1.
- Kuhl J., 1975: *Kaolinitic Coaly Claystone (Tonstein-Fire — proof Shale) in Seam 209 of the Ziemowit Coal Mine — Upper Silesian Coal Basin*. Bull. de l'Académie Pol. Sc., 23/1: 29—35.
- Kuhl J., Winnicki J., 1956: *Wstępne badania nad wzbogacaniem karbońskich ilów ogniotrwałych z kopalni w Brzezince*. Prz. Górn., 12, Katowice.
- Kuhl J., Kruszewska K., 1958: *Pozycja stratygraficzna pokładu 418 w kopalni „Mysłowice”*. Prz. Górn., 4, Katowice.
- Kuhl J., Kruszewska K., 1965: *Łupki ogniotrwałe (iłowce krystaliczne) z warstw łaziskich w Śląsko-Krakowskim Zagłębiu Węglowym jako horyzonty przewodnie przy paralelizacji pokładów węgla*. Acta geol. pol., 15/1: 1—38.
- Kuhl J., Kapuściński T., 1969: *Piroklastyczne osady warstw porębskich (grodzieckich) kopalni Miłowice*. Prz. Geol., 8.

- Kuhl J., Wilk A., 1975: *Poziom tonsztajnow wapiennych w warstwach załęskich w kopalni „Chwałowice” i „Silesia”*. Prz. Geol., 8.
- Lipiarski T., 1974: *Tonsteiny w warstwach żaclerskich (westfal A i B) w rejonie Nowej Rudy w niecce śródsudeckiej*. Z. Nauk. AGH, 22: 49—60.
- Lorenc S., 1978: *Petrografia skał osadowych*. Wrocław.
- Łabuś J., Chodyncka L., 1984: *Łupki ogniotrwałe z kopalni „Czeczott”*. VII Symp. Geol. Formacji Węgl. Polski. AGH, Kraków.
- Łapot W., 1986: *Petrografia utworów karbonu Gór Sowich*. Geologia Sudetica, 21/2: 144.
- Łapot W., 1987: *Charakterystyka petrograficzna wybranych prób skalnych z rdzenia wiertniczego otworu G-950 wykonanego w KWK „Kazimierz-Juliusz”*. Arch. ZRG. Sosnowiec (maszynopis).
- Łapot W., 1989: *Charakterystyka petrograficzna wybranych prób skalnych z rdzenia wiertniczego otworu G-1 wykonanego w KWK „Knurów”*. Arch. ZRG Sosnowiec (maszynopis).
- Łapot W., 1992: *Nowy horyzont tonsteinowy w warstwach porębskich (namur A., GZW) Arch. Katedry Petr., Min. i Geochemii Uniwersytetu Śląskiego (maszynopis)*.
- Łapot W., Janeczek J., 1987: *Charakterystyka petrograficzna wybranych prób skalnych warstw łaziskich przewierconych otworem G-5d w KWK „Jaworzno”*. Arch. ZRG Sosnowiec (maszynopis).
- Łapot W., Janeczek J., 1988: *Charakterystyka petrograficzna wybranych prób skalnych z rdzenia wiertniczego otworu G-7d wykonanego w KWK „Jaworzno”*. Arch. ZRG Sosnowiec (maszynopis).
- Łapot W., Żwaka M., 1991: *Petrografia tonsteinów warstw orzeskich i łaziskich w rejonie KWK „Jaworzno”*. Arch. Katedry Petr., Min. i Geochemii Uniwersytetu Śląskiego (maszynopis).
- Maneck A., Skowroński A., 1970: *Materiał gruboziarnisty i pyły kosmiczne ze skał montmorillonitowych karbonu górnośląskiego*. Prace Mineralog., 22.
- Mašek J., 1963: *Produkte des oberkarbonischen Vulkanismus im mittelböhmischem Kohlenbecken und der Entstehungsproblem der sog. Tonsteine*. Neu. Jb. Geol. Paläont., 7: 369—381.
- Moore R.L., 1964: *The microbiology, mineralogy and genesis of a tonstein*. Proc. Yorkshire geol. Soc., 34: 235—292.
- Nemec W., 1981: *Problem genezy i wieku skał wulkanoklastycznych na wschodzie niecki walbrzyskiej*. In: *Problemy wulkanizmu hercyńskiego w Sudetach Środkowych*. Mat. Konf. Teren. Ziemia Walbrzyska. Wrocław.
- Ninkovich D., Sparks R., Ledbetter M., 1978: *The exceptional magnitude and intensity of the Toba eruption: An example of the use of deep sea Tephra Layers as a geological tool* Lamont Doherty Geological Observatory, Contr. no 2912. Bull. Volc., vol. 41/3.
- Nurkiewicz B., Skupień M., 1975: *Ogólna charakterystyka petrograficzna osadów warstw brzeżnych w NW i SW części GZW*. Biul. Inst. Geol., 282.
- Parachoniak W., Śrdoń J., 1973: *The formation of kaolinite, montmorillonite mixed layer montmorillonite-illites during the alternation of carboniferous tuffs*. Miner. Pol., vol. 4.
- Patteisky K., 1928: *Geologie ostravsko-karvinskeho reviru*. Kamenouhelne doly OKR, 1: 68—94.
- Pawlikowski M., Natkaniec-Nowak L., Dudek K., Chudzikiewicz L., Jochemczyk L., 1988: *Charakterystyka petrograficzna skał tufogenicznych i ich znaczenie korelacyjne w GZW*. PiG, Warszawa (maszynopis): 107.
- Petrascheck W., 1913: *Flözfolge und Tektonik der unteren Ostrauer Schichten bei Mährisch Ostrau*. Jb. d. k.k. geol. Reichsamts 63: 389—402.
- Petrascheck W., 1942: *Vulkanische Tuffe im Karbon von Oberschlesien und Westfalen*. N. Jb. Min. Geol., 86: 299—313.
- Piątek G., 1977: *Wpływ warunków facjalnych na strukturę tonsteinu z pokładu 713 kopalni „Anna”*. Zesz. Nauk Pol. Śląsk., 78: 191—201.
- Pietzner H., Werner H., 1964: *Die Kaolinitätsynthese aus Steinkohlensachen und ihre Bedeutung für die Entstehung der Tonsteine des Ruhrkarbons*. V Congr. Internat. strat. geol. Carbonifere, C.R. 2; 667—678, Paris.

- Price N.B., Duff P.D., 1969: *Mineralogy and chemistry of tonsteins from carboniferous sequences in Great Britain*. *Sedimentology* 13: 45—69.
- Ryka W., Maliszewska A., 1991: *Słownik petrograficzny*. Warszawa.
- Ryszka J., 1970: *Die Kristalchemische Charakteristik der Tonminerale aus den Oberkarbon des Kohlenbeckens von Górný Śląsk (VR Polen)*. *Ber. Dtsch. Gesell. geol. Wiss.*, B. 15: 67—74.
- Ryszka J., Misiarz J., 1959: *Utwory tufogeniczne warstw orzeskich w rejonie Rybnika jako horyzonty przewodnie*. *Prz. Geol.*, 11.
- Ryszka J., Cebulak S., 1964: *Utwory tufogeniczne warstw porębskich rejonu Chorzowa*. *Prz. Geol.*, 10.
- Ryszka J., Zieliński A., 1966: *Charakterystyka mineralogiczna karbońskich skał poziomu bentonitowego w warstwach porębskich GZW w świetle dotychczasowych badań*. *Prz. Geol.*, 11.
- Ryszka J., Wilk A., 1974: *Charakterystyka tonsteinu z warstw florowskich (gruszowskich) z kopalni „Grodziec”*. *Prace Mineralog.* 38.
- Ryszka J., Gabzdyl W., 1986: *Tonsteiny i inne skały tufogeniczne jako wskaźniki czasu, ich znaczenie dla rozpoznawania i eksploatacji pokładów węgla w GZW*. *Zesz. Nauk. Pol. Śląsk.*, 149: 519—533.
- Schmitz-Dumont W., 1894: *Die Saarbrücker Tonsteine*. *Ionindustr. Ztg. Dtsch.*, 18: 871.
- Schüller A., Hoehne K., 1956: *Petrographie, Chemismus und Facies der Tonsteine des Saargebietes. Teil I*. In: Guthörl P., Hoehne K., Schüller A.: *Monographie der Saartonsteine*. *Geologie*, 5: 695—755.
- Schüller A., 1951: *Zur Nomenklature und Genese der Tonsteine*. *N.J. Miner.*, 5: 97—109.
- Skoček V., 1964: *Tonsteinentstehung im Manètin-Becken*. 5 *Internat. Congr. strat. geol. Carbonifere*, C.R. 2: 781—787, Paris.
- Skoček V., 1973: *Contribution to the problem of tonstein origin*. *Casopis miner. geol.*, 18/3: 233—242.
- Stoch L., Sikora W., 1966: *Określenie stopnia uporządkowania struktury mineralów grupy kaolinitu*. *Spraw. z Poś. Kom. Nauk. PAN*; 651—654, Kraków.
- Stopa S.Z., 1962: *Stratigraphic horizon of the montmorillonite claystone in the Upper Carboniferous near Bytom*. *Spraw. z Poś. Kom. Nauk. PAN*: 7—12, Kraków.
- Stöffler D., 1963: *Neuere Erkenntnisse in der Tonsteinfrage auf Grund sedimentpetrographischer und geochemischer Untersuchungen im Flöz Wahlschied der Grube Ens Dorf (Saar)*. *Beiträge zur Miner. u. Petrogr.*, 9: 285—312.
- Środoń J., 1972: *Comparative study of K-bentonite and coal-tonstein from Upper Silesian Coal Basin (Poland)*. *Bull. Acad. Sci.*, vol. 20/3.
- Środoń J., 1972: *Mineralogy of Coal-tonstein and K-bentonite from Coal-seam no 610, Bytom Trough (Upper Silesian Coal Basin) Poland*. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, vol. 20/3.
- Środoń J., 1976: *Mixed layer smectite/illites in the bentonites and tonsteins of the Upper Silesian Coal Basin*. *Pr. Mineralog.* 49: 1—75.
- Spears D.A., 1971: *The mineralogy of the Stafford Tonstein*. *Pric. Yorks. geol. Soc.*, 38: 497—516.
- Spears D.A., Kanaris-Sotiriou R., 1976: *Titanium in some Carboniferous sediments from Great Britain*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 345—351.
- Spears D.A., Kanaris-Sotiriou R., 1979: *A geochemical and mineralogical investigation of some British and European tonsteins*. *Sedimentology*, 26: 407—425.
- Stach E., 1950: *Vulkanische Aschenregen über dem Steinkohlenmoor*. *Glückauf*, 86: 41—50.
- Stadler G., 1962: *Zusammenfassende Bemerkungen zur Genese der Kaolin-Kohle-tonsteine*. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 3/2: 641—642.
- Stutzer O., 1931: *Vulkanische Aschen als Leithorizonte in Kohlenflözen*. *Z. prakt. Geol.*, 39: 146—148.
- Szymoniak R., Sankiewicz J., 1974: *Przewodni poziom w warstwach orzeskich w południowej części GZW*. *Prz. Geol.*, 9.

- Termier P., 1888: *Note sur trois roches eruptives interstratifiées dans le terrain houiller du Gard*. Bull. Soc. Geol. Fr., 16: 617.
- Tomšik J., 1966: *Mladopaleozoický vulkanismus v moravskoslezském sedimentacním prostoru*. VSB Ostrava.
- Trela Z., 1978: *Warunki geologiczno-górnicze występowania, skład mineralogiczno-chemiczny oraz niektóre własności technologiczne łupków ogniotrwałych warstw orzeskich i łaziskich niecki głównej GZW*. Biblioteka Wyd. Gór. Pol. Śląsk. w Gliwicach (maszynopis).
- Trewin H.N., 1968: *Potassium bentonites in the Namurian of Staffordshire and Derbyshire*. Proc. Yorkshire geol. Soc., 37: 73—91.
- Williamson J.A., 1961: *Tonsteins: a possible additional aid to coalfield correlation*. Mining Mag., 3: 104.

## Petrographic diversity of tonsteins from the Upper Silesian Coal basin (GZW)

### Summary

Diversity of structures, textures, and mineral and chemical compositions is among the most characteristic features of tonsteins. This diversity is observed in lateral and vertical directions in hand specimens and under the microscope. The main goal of this study was to explain the origin of the observed diversity in tonsteins. On the basis of chemical analyses and observations in hand specimens and under the optical microscope, supported by selected instrumental techniques, it has been established that the petrographic diversity of tonsteins in GZW was caused by:

- local physical and chemical conditions of sedimentation and diagenesis in the coal-forming environment;
- size, type, and mineral composition of grains in pyroclastic materials deposited in the coal-forming environment.

There are several tonstein horizons in the Upper Silesian Coal Basin (tab. 1). The major petrographic differences between them consist in the occurrence of:

- moderately kaolinized rocks with a variable mineral composition. They contain numerous restites, well developed sedimentary textures, and primary mineral assemblages.
- heavily kaolinized rocks with simple, uniform mineral composition. They contain small amounts of restites. The primary mineral composition is difficult to recognize.

Both moderately and heavily kaolinized tonsteins formed due to alteration of rhyolitic tuffs and tuffites. Tonsteins of the paralic series are usually moderately kaolinized, though locally they may be kaolinized to a larger degree. Tonsteins of limnic series are heavily kaolinized, though locally they may be moderately kaolinized.

The extent of kaolinization of the primary pyroclastic material in tonsteins is reflected in their structures and textures. There is also a characteristic trend of changes in the chemical composition. The molecular ratio of  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  to  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  is the best criterion to classify tuffogenic intercalations kaolinized to a different degree (fig. 47). The plot of  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  indirectly shows also the influence of plants vegetation on the alteration of the pyroclastic material deposited in the coal-forming environment. Some trace elements (Sr, Ni, Rb, Th, U) are sensitive indicators of the degree of kaolinization of the pyroclastic material.

Microscopic analysis of restites (pyroquartz, biotite, sanidine, heavy minerals, volcanic glass, fragments of volcanic rocks) and forms of occurrence of clay minerals (mainly kaolinite and mixed-layer minerals) in tonsteins of GZW suggest that heavily kaolinized tonsteins formed due to alteration of the pyroclastic intercalations, the texture and mineral composition of which were similar to the initial material for moderately kaolinized tonsteins.

## Die petrographische Unterschiedlichkeit der Tonsteine des Oberschlesischen Kohlgebiets (GZW)

### Zusammenfassung

Die am meisten ausdrucksvolle Eigenschaft der Tonsteine ist die große Unterschiedlichkeit ihrer Struktur und ihrer Textur, der Mineralzusammensetzung, die sowohl in der Makroskopie-skala als auch in der Mikroskopieskala registriert wurden und die sowohl in der lateralen als auch in der vertikalen Einfassung zu sehen sind. Die Feststellung dieser Unterschiedlichkeitsursachen war das Hauptziel der durchgeführten Untersuchung. Aufgrund der Makroskopieuntersuchungen, der Mikroskopieuntersuchungen und der chemischen Untersuchungen, mit Hilfe ausgewählter Instrumentalmethoden, wurde festgestellt, daß die petrographische Unterschiedlichkeit der Tonsteine des Oberschlesischen Kohlgebiets (GZW) bedingt wurde durch:

- die lokal geformten physikochemischen Bedingungen der Sedimentation und der Diagnose der pyroklastischen Materialien in der kohlschaffenden Umgebung,
- die Art, Größe und Mineralzusammensetzung der Kerne der pyroklastischen Materialien, die in der kohlschaffenden Umgebung deponiert wurden.

Im Oberschlesischen Kohlgebiet kommen einige zehn Horizonte der Tonsteine (Tabelle 1) vor. Die grundsätzliche petrographische Unterschiedlichkeit dieser Felsen beruht auf dem Vorkommen folgender Ablagerungen:

- mäßig kaolinisiert, mit einer veränderlichen mineralogischen Zusammensetzung, mit hohem Resistatsgehalt, mit gut ablesbaren Sedimentationsstrukturen und ihre ursprüngliche Mineralzusammensetzung kann mit Hilfe eines Mikroskops identifiziert werden,
- stark kaolinisiert, mit einer ziemlich einheitlichen, eintönigen mineralogischen Zusammensetzung, mit kleinem Resistatsgehalt und meistens unlesbaren ursprünglichen Mineralzusammensetzung.

Sowohl die mäßig kaolinisierten als auch die stark kaolinisierten Tonsteine entstanden in Folge der Verwandlung der Tuffe und der Rhyolithtuffite. Die Horizonte der Tonsteine der Parallelschicht sind meistens mäßig kaolinisiert, obwohl sie lokal stärker kaolinisierte Abschnitte enthalten können, während die Tonsteine der limnischen Serie meistens stark kaolinisiert sind, obwohl sie lokal mäßig kaolinisierte Abschnitte enthalten können.

Der Kaolinitisationsgrad des ursprünglichen pyroklastischen Materials — der die Tonsteine bildet — ist mit den Veränderungen ihrer Struktur und ihrer Textur verbunden und kommt im charakteristischen Trend der Veränderungen ihrer chemischen Zusammensetzung vor. Es wurde festgestellt, daß das beste chemische Kriterium, das die Klassifikation der in verschiedenem Grade kaolinisierten Tuffeinlagerungen ermöglicht, ist ein Diagramm, das auf Molekülverhältnis  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (Zeichnung 47) beruht. Dieses Diagramm widerspiegelt auch mittelbar den Einfluß, den die Vegetation der Pflanzenwelt auf die Veränderungen der pyroklastischen Materialien, die in der kohlschaffenden Umgebung deponiert wurden, ausübt. Es wurde auch festgestellt, daß einige Spurenelemente (Strontium, Nickel, Rubidium, Thorium, Uran) auf den Kaolinitisationsgrad der pyroklastischen Materialien empfindlich sind.

Die unter einem Mikroskop durchgeführte Analyse der Resistate (Pyroquarz, Biotyt, Sanidyn, Schwerminerale, Vulkanglas, Bruchteile der Vulkanite) und der Vorkommensformen der Tonminerale (vor allem Kaolinit und Minerale mit einer Mischpackstruktur), die in den Tonsteinen des Oberschlesischen Kohlgebiets (GZW) vorkommen zeigt, daß die stark kaolinisierten Tonsteine in Folge der Verwandlung der Einlagerung der pyroklastischen Materialien entstanden, dessen Bau und Mineralzusammensetzung den analogen Eigenschaften des Ausgangsmaterials ähnlich sind, aus denen mäßig kaolinisierte Tonsteine entstanden.





**Redaktor**  
**Grażyna Wojdała**

**Redaktor techniczny**  
**Alicja Zajączkowska**

**Korektor**  
**Barbara Kuźniarowska**

**Copyright © 1992**  
**by Uniwersytet Śląski**  
**Wszelkie prawa zastrzeżone**

**ISSN 0208-6336**  
**ISBN 83-226-0494-7**

**Wydawca**  
**Uniwersytet Śląski**  
**ul. Bankowa 14, 40-007 Katowice**

---

**Wydanie I. Nakład 250 + 30 egz.**  
**Ark. wyd. 10,0. — Ark. druk. 7,0.**  
**Przekazano do drukarni**  
**i podpisano do druku w grudniu 1992 r.**  
**Papier offset kl. III 80 g**  
**Cena zł 25 000,—**

---

**Skład: Agencja Poligraficzno-Wydawnicza „COMPAL”**  
**ul. Matusiaka 9, 43-300 Bielsko-Biała**  
**Druk i oprawa: Ośrodek Wydawniczy „AUGUSTANA”**  
**pl. ks. M. Lutra 3, 43-300 Bielsko-Biała**

# WŁODZIMIERZ ŁAPOT

## Zróżnicowanie petrograficzne tonsteinów Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

### Wykaz ważniejszych błędów dostrzeżonych w druku

Strona	Wiersz		Jest	Powinno być
	od góry	od dołu		
39	(podpis do rys. 8)	1	S <sub>1</sub> — sferoidalne	S <sub>1</sub> — drzazgowate
40		1	brak objaśnienia do S <sub>2</sub>	S <sub>2</sub> — sferoidalne skupiska szkliwa wulkanicznego
40	(podpis do rys. 11)	1	brak objaśnienia do S	S — globularne skupiska mikrokrystalicznego kaolinitu
69		6	Nikole skrzyżowane.	Analizator wyłączony.
98	1		ważniejszy	wyraźniejszy

nr inw.: BGN - 286



BG N 286/1326

ISSN 0208-6336  
ISBN 83-226-0494-7